



Etude du cycle hydrologique des régions boréales et apports de l'altimétrie à large fauchée

Sylvain Biancamaria

► To cite this version:

Sylvain Biancamaria. Etude du cycle hydrologique des régions boréales et apports de l'altimétrie à large fauchée. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2009. Français. NNT: . tel-00455572

HAL Id: tel-00455572

<https://theses.hal.science/tel-00455572>

Submitted on 10 Feb 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivrée par *l'Université Toulouse III - Paul Sabatier*
Discipline ou spécialité : *Hydrologie*

Présentée et soutenue par *Sylvain BIANCAMARIA*
Le *08 décembre 2009*

Titre :

Etude du cycle hydrologique des régions boréales et apport de l'altimétrie à large fauchée

JURY

Serge Chauzy, Professeur, Université Toulouse III, Président du jury
Katia Laval, Professeur, Université Paris 6, Rapportrice
Michel Diamant, Physicien, Université Paris 7, Rapporteur
Benoît Laignel, Professeur, Université de Rouen, Examineur
Eric Jeansou, Ingénieur Noveltis, Examineur
Nelly Mognard, Ingénieur CNES, Directrice de thèse
Jean-François Crétaux, Ingénieur CNES, Directeur de thèse
Paul Bates, Professeur, Université de Bristol, Directeur de thèse

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)*

Unité de recherche : *Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales*

Directeurs de Thèse : *Nelly Mognard (ingénieur CNES), Jean-François Crétaux (ingénieur CNES) et Paul Bates (Professeur de l'université de Bristol)*

Remerciements

Pour commencer, je souhaiterais remercier très chaleureusement Nelly Mognard, qui m'a encadré, d'abord au cours de deux stages, puis pendant cette thèse. Nelly, vous m'avez fait découvrir le monde de la recherche. Votre joie, votre enthousiasme, vos conseils, votre expérience et votre soutien m'ont beaucoup apporté et j'ai énormément appris au cours de cette thèse grâce à vous. Je vous suis aussi très reconnaissant de m'avoir donné la possibilité de participer à plusieurs colloques internationaux, de m'avoir permis de rencontrer des chercheurs de grande qualité et de m'avoir permis d'aller travailler trois mois aux Etats-Unis au sein d'équipes brillantes. Pour toutes ces raisons, merci !

Je souhaiterais aussi remercier Paul Bates et Jean-François Crétaux, pour m'avoir co-encadré au cours de cette thèse. Paul je te suis très reconnaissant de m'avoir permis d'utiliser ton modèle, pour toute l'aide que tu m'as apportée au cours de cette thèse et pour tes encouragements, toujours avec bonne humeur. Jean-François merci pour ton aide sur l'utilisation et le traitement de diverses données spatiales.

Je remercie avec une attention toute particulière Aaron Boone, qui m'a énormément aidé pendant ces trois ans, notamment pour l'utilisation d'ISBA et de TRIP. Merci pour cette fructueuse collaboration.

Je tiens à remercier l'ensemble des membres du LEGOS et du LMTG avec qui j'ai eu la chance de collaborer. Notamment Anny Cazenave pour son aide scientifique inestimable et son soutien qui m'a permis de passer trois mois aux Etats-Unis. Je suis aussi reconnaissant à Mélanie Becker, Stéphane Calmant, Frédéric Frappart, Alexei Kouraev, William Llovel, Philippe Maisongrande, Laurent Roublou, Elena Zakharova, ainsi que tous les membres de l'équipe GOHS avec qui j'ai collaboré de près ou de loin. De plus, je tiens à dire un grand merci aux personnels du LEGOS pour m'avoir accueilli pendant ces trois années et m'avoir permis de travailler dans de si bonnes conditions.

Je suis très reconnaissant à l'ensemble des ingénieurs du CNES qui m'ont très gentiment aidé et ont toujours trouvé du temps pour répondre à mes questions sur SWOT. En particulier je souhaite remercier Selma Cherchali, Bruno Cugny, Roger Fjortoft, Juliette Lambin, Alain Mallet, Jean-Claude Souyris et Eric Thouvenot. Je remercie aussi le CNES pour avoir co-financé ma thèse.

Je souhaite remercier les membres de Noveltis, notamment Richard Bru, Jérôme Helbert, Eric Jeansou et Julien Lamouroux, pour leur aide, leur expertise et pour avoir cofinancé ma thèse.

Je tiens à montrer ma gratitude à Vivien Enjolras de Thales Alenia Space pour son expertise technique sur SWOT.

Je voudrais aussi remercier du fond du cœur l'ensemble des collègues américains avec qui j'ai eu la joie de collaborer et sans qui mon travail de thèse n'aurait pas été le même : Doug Alsdorf, Kostas Andreadis, Elizabeth Clark, Michael Durand, Dennis Lettenmaier, Delwyn Moller et Ernesto Rodriguez. J'ai été extrêmement heureux d'avoir pu vous rencontrer et travailler avec vous, j'ai énormément appris à votre contact et je vous remercie pour votre accueil chaleureux lors de mon séjour aux Etats-Unis. En particulier je suis très reconnaissant à Doug Alsdorf, Dennis Lettenmaier et Ernesto Rodriguez de m'avoir accueilli dans leur groupe de recherche. Je tiens aussi à montrer ma gratitude à l'ensemble des personnes que j'ai rencontré lors de ce séjour (les membres du groupe « hydrologie » de l'université de Columbus et celui de l'université de l'Ohio, Dani et Karen).

Je tiens à remercier ma famille et plus particulièrement mes parents pour leur soutien et leur sollicitude sans faille tout au long de mes études, ce qui m'a été très précieux. Merci beaucoup !

Merci aussi à l'ensemble des personnes que j'ai pu rencontrer au laboratoire et qui m'ont permis de passer trois années très agréables. Notamment je souhaiterais remercier tout particulièrement Michael et Soazig, avec qui j'ai fait le Master et dont j'ai partagé le bureau. Je souhaite aussi remercier Guillaume, Raymond, Sheng, Martin et Florent avec qui j'ai eu la joie d'être collègue de bureau. Merci aussi à Alix, Amandine, Anne-Lise, Benoît, Bill, Boutch, Célia, Christelle, Christine, Claire, Flavio, Guilhem, Guiliat, Joecila, Luciano, Lydie, Malick, Marielle, Mathilde, Matthieu, Pascual, Vincent, Wojtek, Yannick et Yoann. Merci au « groupe du midi » : Audrey, Aurélie, Cristina, Gael, Joel, Joseph, Maria, Mayread, Mélanie, Pascal, Rim et Sylvie.

Je remercie aussi Arnaud, Amélie, Bruno, Damien, Eva et Enguerran, El-Maati, Emmanuelle et François, Michael, Flavie et Nicolas, José, Verzi et tous les autres pour m'avoir permis de m'évader un peu de ma thèse à Toulouse ou à Paris.

Je remercie aussi l'ensemble des membres du jury d'avoir accepté d'évaluer mon travail de thèse.

Enfin, je tiens aussi à remercier toutes les personnes que je n'ai pas pu citer dans ces remerciements, mais qui ont contribué de près ou de loin à la réussite de ces travaux.

Table des matières

Remerciements.....	1
Introduction	7
Chapitre 1 : Observation du cycle de l'eau des régions boréales.....	13
1.1. Etude du manteau neigeux à partir de données spatiales et de modèles.....	15
1.2. Estimation des hauteurs de neige à partir de données micro-ondes	16
1.2.1. Présentation des données radiométriques	17
1.2.2. Algorithmes d'estimation des hauteurs de neige	17
1.2.2.1. L'algorithme statique	18
1.2.2.2. L'algorithme dynamique.....	18
1.2.2.3. Les données d'entrée de l'algorithme dynamique	19
1.2.2.3.1. Température de l'air	19
1.2.2.3.2. Température du sol.....	20
1.2.3. Méthodologie de validation des algorithmes d'estimation de la hauteur de neige	20
1.2.3.1. Les hauteurs de neige GSWP2 : la « vérité ».....	20
1.2.3.2. Couvert végétal et fractions de lacs	22
1.2.4. Résultats.....	23
1.2.4.1. Validation de l'algorithme dynamique	23
1.2.4.2. Performances de l'algorithme dynamique sur la végétation et les lacs.....	27
1.2.5. Conclusions et perspectives de l'étude	30
1.2.6. Article publié dans <i>Remote Sensing of Environment</i>	31
1.3. Variabilité interannuelle du volume de neige.....	43
1.3.1. Variabilité interannuelle et influence des indices climatiques.....	43
1.3.2. Contribution de la neige à la variation du niveau des océans	50
1.4. Changement de la couverture des eaux de surface dans l'ouest Sibérien.....	53
1.4.1. Méthodologie utilisée	53
1.4.1.1. Calcul de la fraction d'eau de surface	53
1.4.1.2. Autres données utilisées.....	55
1.4.2. Résultats.....	55
1.5. Présentation de la mission SWOT	57
1.6. Conclusion.....	60
Chapitre 2 : Apport de la mission SWOT à l'étude d'un fleuve arctique.....	63
2.1. Principe d'une mission virtuelle.....	65
2.2. Modélisation d'un fleuve arctique : l'Ob inférieur.....	66
2.2.1. Choix du fleuve et domaine d'étude	66
2.2.2. Présentation des modèles utilisés.....	67
2.2.2.1. Le modèle hydrologique ISBA	68

2.2.2.2. Forçages atmosphériques utilisés en entrée d'ISBA.....	71
2.2.2.3. Le système de routage TRIP	72
2.2.2.4. Le modèle hydrodynamique LISFLOOD-FP	74
2.2.2.5. Données utilisées en entrée de LISFLOOD-FP	76
2.2.3. Résultats de la modélisation et tests de sensibilité.....	79
2.2.3.1. Modélisation des apports latéraux avec ISBA	79
2.2.3.2. Tests de sensibilité sur les paramètres d'ISBA	81
2.2.3.3. Tests de sensibilité sur les paramètres de LISFLOOD-FP.....	84
2.2.4. Article accepté pour publication dans <i>Journal of Hydrology</i>	87
2.3. Assimilation de mesures SWOT dans la modélisation de l'Ob.....	114
2.3.1. Génération de l'ensemble perturbé	114
2.3.1.1. Méthodologie de perturbation des données de forçage d'ISBA	114
2.3.1.2. Perturbation des précipitations totales	115
2.3.1.3. Perturbation des températures de l'air	118
2.3.1.4. Ensemble des simulations corrompues de l'Ob inférieur	121
2.3.2. Génération des mesures SWOT	122
2.3.2.1. Orbite nominale à 22 jours.....	123
2.3.2.1. Orbites à 3 jours	124
2.3.3. Assimilation des données SWOT	125
2.3.3.1. Les différents schémas d'assimilation utilisés	125
2.3.3.1.1. Le filtre de Kalman d'ensemble	125
2.3.3.1.2. Application du filtre de Kalman d'ensemble local	126
2.3.3.1.3. Application du lisseur de Kalman	127
2.3.3.2. Résultats.....	127
2.3.3.2.1. Orbite nominale	127
2.3.3.2.2. Orbites à 3 jours	134
2.4. Conclusion.....	140
Chapitre 3 : Apport de SWOT à l'hydrologie de surface	141
3.1. Intérêt de la mission SWOT pour l'étude du cycle de l'eau global.....	142
3.2. Apport de SWOT à l'étude des fleuves	143
3.2.1. Erreur sur l'estimation du débit instantané	144
3.2.1.1. Méthodologie	144
3.2.1.2. Données in-situ utilisées	145
3.2.1.3. Résultats.....	146
3.2.2. Estimation du débit à partir de l'équation de Manning.....	149
3.2.2.1. Equation de Manning et mesure SWOT	149
3.2.2.2. Impact de l'approximation d'une bathymétrie rectangulaire	150

3.2.2.3. Autres sources d'erreur	158
3.2.3. Erreur due à l'échantillonnage temporel de SWOT	158
3.2.3.1. Méthodologie	158
3.2.3.2. Résultats.....	161
3.3. Apport de SWOT à l'étude des lacs	164
3.3.1. Méthodologie	164
3.3.2. Résultats.....	166
3.4. Conclusion.....	169
3.5. Article accepté pour publication dans <i>JSTARS</i>	170
Conclusions et perspectives	195
Annexe 1 : cartes de résidus hauteurs de neige	199
Annexe 2 : Génération des mesures SWOT	202
Bibliographie.....	209

Introduction

Le système climatique fonctionne comme une machine thermodynamique qui répartit et dissipe l'énergie reçue par le soleil. Au cœur de ce mécanisme complexe se trouve le cycle de l'eau (Figure 1). L'eau des océans s'évapore, puis se condense dans les nuages, avant de précipiter sous forme de pluie ou de neige sur les surfaces continentales ou les océans. Par la suite l'eau provenant des pluies ou de la fonte des glaciers et du manteau neigeux peut ruisseler et rejoindre des fleuves, des lacs ou l'océan. Elle peut aussi s'évaporer ou être captée par la végétation (elle sera ensuite renvoyée dans l'atmosphère via la transpiration des plantes ou utilisée lors de la photosynthèse). Le retour de l'eau dans l'atmosphère dû à l'évaporation sur le sol ou la transpiration de la végétation constitue l'évapotranspiration. En s'insérant à travers les fissures naturelles des sols (infiltration) ou bien en migrant lentement à travers le sol (percolation), elle va rejoindre les eaux souterraines (notamment les nappes phréatiques). Cette eau souterraine n'est toutefois pas stockée indéfiniment et finit par retourner vers les fleuves, les lacs, les océans ou encore s'évaporer (ou être utilisée par les activités humaines). Ce cycle est d'une grande importance, car il permet de réguler l'énergie reçue par la Terre et influe donc sur la température de la Terre et des océans.

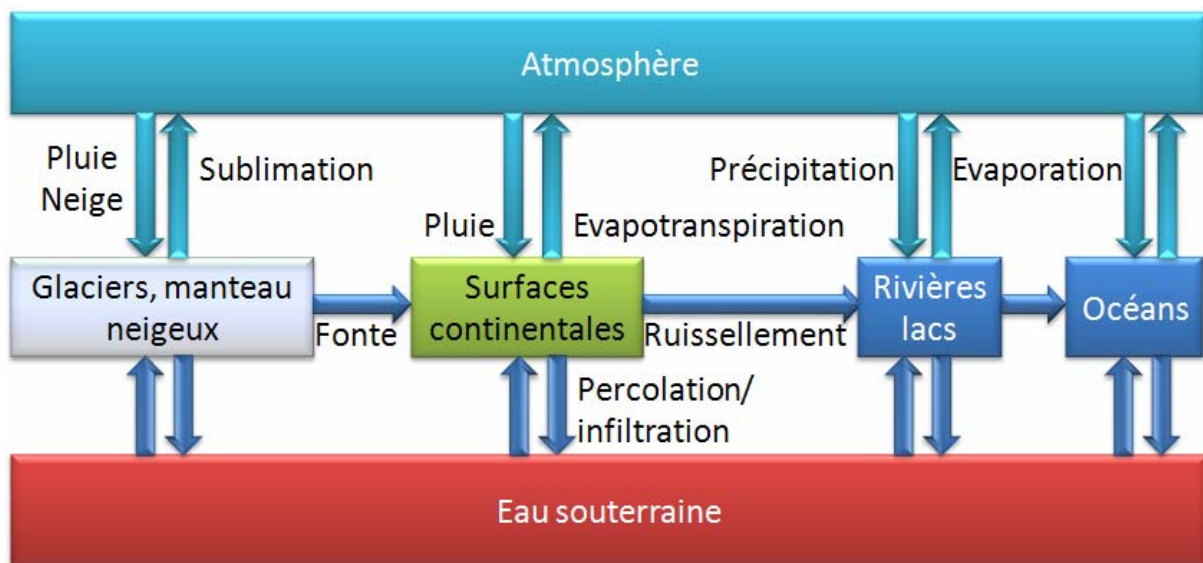


Figure 1. Le Cycle de l'eau

Cependant, bien que l'eau couvre près de 71% de la planète, l'eau douce est une quantité rare : elle représente seulement 2,5% de l'eau présente à la surface du globe et parmi cette faible proportion 68,5% est stockée dans les glaciers et est donc difficilement accessible (UNESCO, 2006). Ainsi, moins de 1% de toute l'eau présente sur notre planète est stockée dans l'atmosphère, dans les eaux de surfaces et dans les eaux profondes. Or c'est cette eau douce qui est directement utilisable par les sociétés humaines lorsqu'elles collectent l'eau de pluie, puisent dans les fleuves et les lacs ou extraient du sol l'eau stockée dans les nappes phréatiques. En particulier, près de 73% des besoins en eau de la population mondiale est fournie par l'eau de surface (fleuves, lacs et réservoirs artificiels), 19% par l'eau souterraine et le reste provenant du retraitement de l'eau usée, désalinisation de l'eau de mer, ... (UNESCO, 2009). Mais si l'eau est bénéfique et nécessaire à l'humanité, elle peut aussi devenir une malédiction lorsqu'elle est en excès ou en manque : entre 2000 et 2004 près de

1942 catastrophes liées à l'eau ont affectées environ 1,5 milliard de personnes (UNESCO, 2006).

L'étude du cycle de l'eau et du climat est donc primordiale à la fois sur le plan scientifique et sur le plan sociétal. Pour ce faire, de grands programmes internationaux ont été développés pour mettre en place et coordonner différents systèmes d'observation, suivant la recommandation de l'agenda 21 de la conférence des Nations Unies pour l'environnement et le développement (conférence de Rio en 1992). C'est ainsi qu'a vu le jour en 1999 la stratégie d'observation globale intégrée ou Integrated Global Observing Strategy (IGOS), dont l'objectif est de mettre en cohérence les principaux systèmes mondiaux d'observations environnementales globales, satellitaires et in-situ, de l'atmosphère, des océans et des continents. IGOS a notamment contribué à l'émergence du Global Earth Observation System of Systems (GEOSS), développé par le Group on Earth Observations (GEO) qui est composé de 80 gouvernements et de la commission européenne, ainsi que de 56 organisations intergouvernementales, internationales et régionales. L'objectif du GEOSS est de regrouper un ensemble d'observations du système Terre, le plus large possible, coordonné internationalement et durable dans le temps, afin d'améliorer la surveillance de l'état de la planète, de mieux comprendre son fonctionnement et d'augmenter la qualité des prédictions, ceci afin aussi de fournir aux décideurs politiques un ensemble d'informations sur l'état de la planète le plus complet possible. Parmi l'ensemble des programmes qui sont maintenant associés à GEOSS, on peut citer le Global Observing Systems Information Center (GOSIC) et le Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX), sous la tutelle du World Climate Research Program (WCRP), mis en place dans les années 1990.

Le GOSIC regroupe les données obtenues par un ensemble de systèmes d'observation globaux comme le Global Climate Observing System (GCOS) ou le Global Terrestrial Observing System (GTOS). En particulier, le GCOS a identifié un ensemble de variables climatiques essentielles (Essential Climate Variables, ECV) qu'il est nécessaire d'observer pour étudier de façon pertinente le changement climatique et les systèmes de rétroactions (Sessa et Dolman, 2008). Il existe 14 ECV pour les surfaces continentales, dont le débit des fleuves (ECV T1), le niveau des lacs et réservoirs (ECV T4) et le manteau neigeux (ECV T5). Les ECV ont aussi pour objectif de contribuer à l'harmonisation de l'ensemble des mesures effectuées de par le monde, afin de faciliter leur échange et d'améliorer les études climatiques.

Le GEWEX quant à lui a pour objectif de mieux comprendre le rôle de l'eau dans le système climatique en utilisant l'ensemble des observations disponibles (in-situ et données satellitaires) afin d'améliorer la paramétrisation des modèles à grandes et méso échelles selon trois axes d'étude : 1) radiation atmosphérique et de surface, 2) hydroclimatologie et 3) modélisation et prédiction. Le GEWEX a permis l'émergence du Global Runoff Data Center (GRDC, <http://www.bafg.de/GRDC>), sous tutelle de l'Organisation Météorologique Mondiale, qui est chargé de collecter et d'archiver des séries temporelles de débits journaliers et mensuels mesurés sur l'ensemble des fleuves. L'intérêt des mesures in-situ pour l'étude du cycle de l'eau est leur grande précision, cependant elles ne sont représentatives que de phénomènes locaux et il en faut un grand nombre pour fournir des informations à l'échelle régionale et globale. De plus elles ont souvent un échantillonnage temporel assez aléatoire et une distribution spatiale inhomogène comme le montre la Figure 2, qui présente la carte des stations disponibles auprès du GRDC. On peut noter que pour beaucoup d'entre elles, les séries temporelles sont antérieures aux années 2000. L'échantillonnage spatial et temporel assez inégal des réseaux de données in-situ pose un gros problème pour l'étude du cycle de l'eau global et régional.

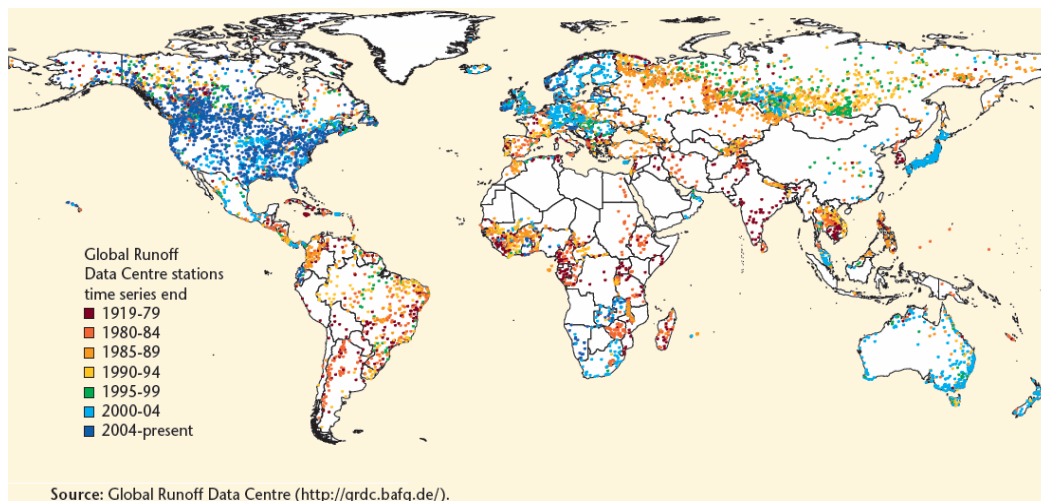
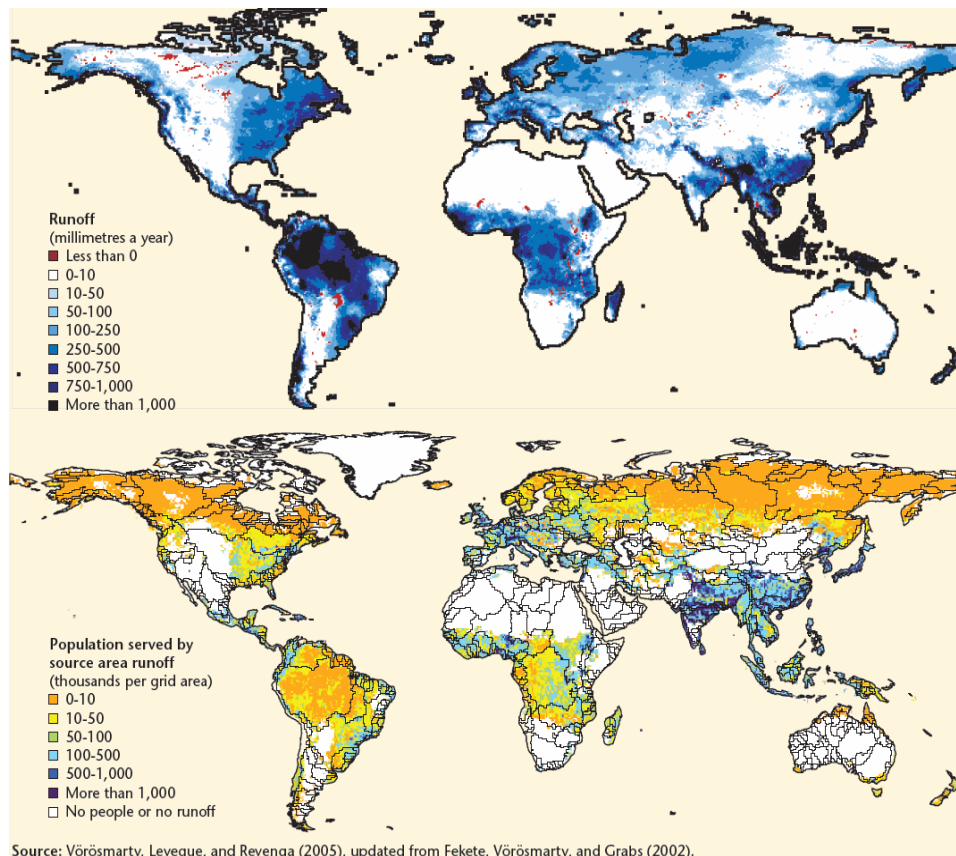


Figure 2. Distribution des stations in-situ disponibles auprès du GRDC, cette carte provient du 3rd UN World Water Development Report (2009)

GEWEX a aussi contribué à la mise en place des calculs explicites des grandeurs hydrologiques qui intéressent la communauté scientifique en se basant sur des modèles de surfaces continentales et les données in-situ du GRDC (Fekete et al., 2002 ; Vörösmarty et al., 2005). Par exemple, la carte du haut de la Figure 3, extraite du 3rd UN World Water Development Report (2009) et obtenue à partir du travail de Fekete et al. (2002) et Vörösmarty et al. (2005), montre la répartition spatiale annuelle du ruissellement (eau s'écoulant à la surface des continents). Cependant, les variations saisonnières et interannuelles sont mal connues et ne sont disponibles qu'à des résolutions encore assez grossières ($0,5^\circ \times 0,5^\circ$). Cependant de telles données fournissent de précieuses informations. Par exemple, la carte du bas de la Figure 3 montre notamment la pression anthropique sur les ressources en eau. En comparant à la Figure 2, on peut constater que la distribution des stations in-situ ne correspond pas forcément aux zones où la demande en eau est la plus importante (notamment en Asie). Or les enjeux sociétaux liés au cycle de l'eau sont très importants : les inondations ou les sécheresses causent de nombreuses victimes chaque année (sans parler des problèmes économiques qui en découlent), l'eau est vecteur de maladie, le manque de données ou de leur partage rend difficile la gestion des ressources hydrauliques notamment dans le cas de fleuves traversant plusieurs pays. Ceci a donc amené l'Organisation des Nations Unies à proclamer l'année 2003 « année internationale de l'eau » et la période 2005/2015 décennie internationale d'action sur le thème « L'eau, source de vie », afin de sensibiliser l'ensemble de la communauté internationale aux problèmes liés à l'eau.



Source: Vörösmarty, Leveque, and Revenga (2005), updated from Fekete, Vörösmarty, and Grabs (2002).

Figure 3. Répartition spatiale annuelle du ruissellement (carte du haut) et ruissellement en fonction de la population servie (carte du bas), basé sur les travaux de Vörösmarty et al. (2005) et Fekete et al. (2002), ces cartes proviennent du 3rd UN World Water Development Report (2009)

Les grands programmes internationaux tels que GEWEX se basent aussi sur les mesures satellitaires qui peuvent être utilisées pour compléter l'information fournie par les stations in-situ ou améliorer les sorties des modèles. Par exemple, les hauteurs d'eau peuvent être mesurées par les altimètres nadir (ERS-1 et 2, Topex/Poseidon, JASON-1 et 2) et les masques des zones en eau peuvent être estimés à partir de capteurs optiques (Landsat, MERIS, MODIS, SPOT) et radar (notamment à l'échelle locale en utilisant des données SAR, Synthetic Aperture Radar). L'intérêt de ces données est leur couverture spatiale (qui peut même être globale) et la répétitivité de leurs mesures. Par contre, leurs principales limitations sont leur temps de revisite important (de 10 à 30 jours pour les altimètres) et leur résolution spatiale (les altimètres nadir actuels observent difficilement des fleuves ayant une largeur inférieure à 1 km et d'importantes régions ne sont jamais observées).

Il faut aussi signaler l'importance de programmes régionaux comme le projet Climate and Cryosphere (CliC), qui est lui aussi une émanation du WCRP et a pour objectif d'estimer l'impact du changement climatique sur la cryosphère.

En ce qui concerne plus spécifiquement l'étude des réservoirs on peut citer la commission internationale des grands barrages (CIGB ou ICOLD en anglais) qui fournit des données in-situ et une expertise technique sur l'ensemble de réservoirs artificiels des 90 pays membres. Concernant les lacs naturels, la dynamique mise en place par les différents systèmes d'observation a permis, en se basant sur des images satellitaires et de données historiques, à Lehner et Döll (2004) de développer une base de données géographiques, appelée GLWD (Global Lakes and Wetlands Database), contenant le contour de plus de 250 000 lacs ayant une surface supérieure à 0,1 km². La Figure 4 présente le nombre de lacs en fonction de la latitude selon cette base de données. On peut constater que le plus grand nombre de lacs se

trouve aux hautes latitudes, ce qui montre l'importance d'étudier ces régions. Une étude récente de Smith et al. (2005), basée sur des images satellitaires, a montré qu'en Sibérie, à cause du réchauffement climatique, sur les zones aux plus hautes latitudes où le permafrost commence à fondre, le nombre de lacs tend à augmenter, tandis que sur les zones à plus basse latitude, le permafrost ayant déjà fondu, l'eau est drainée dans le sol et le nombre de lacs diminue, modifiant ainsi tout le cycle hydrologique de la région. Cependant, on manque encore de suffisamment d'observations, notamment sur la variation du volume des lacs, pour pouvoir poursuivre ce type d'étude. Enfin l'étude de Downing et al. (2006) a montré qu'il existe toujours une grande incertitude sur la distribution spatiale des petits lacs.

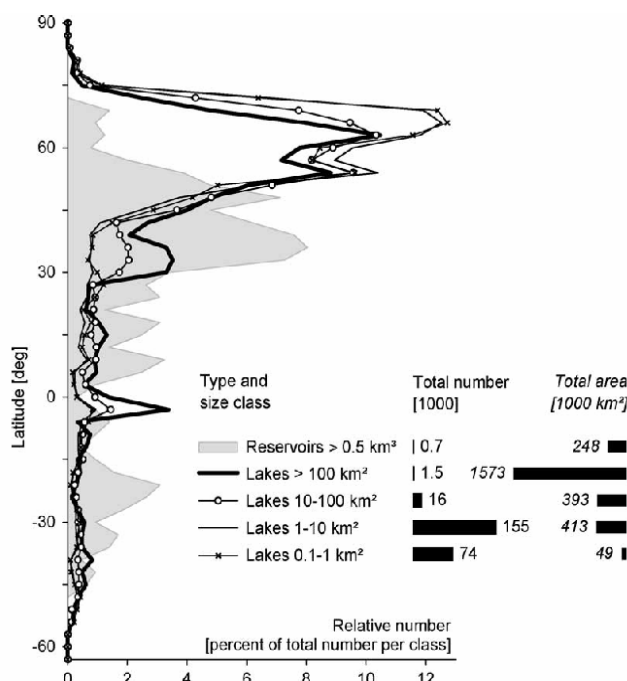


Figure 4. Distribution du nombre de lacs en fonction de la latitude, extrait de Lehner et Döll (2004)

Ainsi le manque de données in-situ handicape grandement l'observation, la quantification et l'estimation de l'ampleur du changement climatique. Par exemple 10 des 14 ECV pour les surfaces continentales sont principalement observées en utilisant seulement des données satellitaires. Il est donc nécessaire de développer de nouvelles méthodes pour compléter l'étude de ces ECV, surtout aux hautes latitudes qui sont encore peu observées notamment à cause des conditions climatiques qui y règnent et de la faible densité de population. Pourtant ce sont les régions arctiques qui sont les plus affectées par le réchauffement climatique, puisque sur les cent dernières années la température moyenne en arctique a augmenté deux fois plus rapidement que dans le reste du monde (Trenberth et al., 2007).

L'objectif de cette thèse est donc d'étudier le cycle hydrologique des régions boréales avec les données satellitaires existantes (chapitre 1) et notamment l'évolution du manteau neigeux (ECV T5) et des eaux de surfaces. L'étude du débit des fleuves et du niveau des lacs (ECV T1 et T4) n'est pas réalisable à l'échelle globale à l'heure actuelle avec les données satellitaires existantes. C'est pourquoi, je me suis aussi intéressé à l'apport pour l'étude des hautes latitudes de la future mission spatiale SWOT (Surface Water and Ocean Topography), qui permettra de mesurer ces ECV. En effet, cette mission, qui est issue d'une coopération entre la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et le CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) et dont le lancement est prévu entre 2013 et 2016, fournira des cartes 2D globales de la variation de l'eau de surface sur les continents à une échelle spatiale et

temporelle encore inégale. L'apport de SWOT à l'étude des régions boréales a été estimé en assimilant des données SWOT simulées à la modélisation d'un fleuve arctique, l'Ob en Sibérie de l'Ouest (chapitre 2). Enfin, l'apport de cette mission pour l'étude du cycle hydrologique de l'ensemble des surfaces continentales a aussi été examiné (chapitre 3).

Chapitre 1 : Observation du cycle de l'eau des régions boréales

Table des matières du chapitre

1.1. Etude du manteau neigeux à partir de données spatiales et de modèles.....	15
1.2. Estimation des hauteurs de neige à partir de données micro-ondes	16
1.2.1. Présentation des données radiométriques	17
1.2.2. Algorithmes d'estimation des hauteurs de neige	17
1.2.2.1. L'algorithme statique	18
1.2.2.2. L'algorithme dynamique.....	18
1.2.2.3. Les données d'entrée de l'algorithme dynamique	19
1.2.2.3.1. Température de l'air	19
1.2.2.3.2. Température du sol.....	20
1.2.3. Méthodologie de validation des algorithmes d'estimation de la hauteur de neige	20
1.2.3.1. Les hauteurs de neige GSWP2 : la « vérité ».....	20
1.2.3.2. Couvert végétal et fractions de lacs	22
1.2.4. Résultats.....	23
1.2.4.1. Validation de l'algorithme dynamique	23
1.2.4.2. Performances de l'algorithme dynamique sur la végétation et les lacs.....	27
1.2.5. Conclusions et perspectives de l'étude	30
1.2.6. Article publié dans <i>Remote Sensing of Environment</i>	31
1.3. Variabilité interannuelle du volume de neige.....	43
1.3.1. Variabilité interannuelle et influence des indices climatiques.....	43
1.3.2. Contribution de la neige à la variation du niveau des océans	50
1.4. Changement de la couverture des eaux de surface dans l'ouest Sibérien.....	53
1.4.1. Méthodologie utilisée	53
1.4.1.1. Calcul de la fraction d'eau de surface.....	53
1.4.1.2. Autres données utilisées.....	55
1.4.2. Résultats.....	55
1.5. Présentation de la mission SWOT.....	57
1.6. Conclusion.....	60

Les hautes latitudes sont les régions les plus affectées par le réchauffement climatique qui devrait s'accroître au cours du 21^{ème} siècle, d'après le rapport du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC). Par exemple, la température moyenne en arctique a augmenté deux fois plus rapidement que dans le reste du monde (Trenberth et al., 2007), le couvert neigeux observé avec des données satellitaires a diminué pour pratiquement tous les mois de l'année au cours de la période 1966/2005, l'étendue annuelle de sol gelé a diminué de 7% dans l'hémisphère nord (Lemke et al., 2007) et le débit des fleuves sibériens a eu tendance à augmenter au cours du 20^{ème} siècle (Peterson et al., 2002). Ces changements peuvent avoir des répercussions à grande échelle à cause de certains mécanismes de rétroactions complexes. Par exemple, la modification du couvert neigeux va modifier l'albédo terrestre (et donc l'énergie solaire absorbée), ce qui va influencer la température de l'air et du sol, la fonte du pergélisol va libérer d'importantes quantités de gazes à effet de serre, la modification du débit des fleuves arctiques débouchant dans l'océan arctique peut affecter la circulation thermohaline et donc l'ensemble des courants océaniques. Il est donc primordial d'observer les hautes latitudes afin de mieux comprendre leur cycle hydrologique, notamment dans le cadre du réchauffement climatique.

Cependant, l'une des principales composantes du cycle de l'eau des régions boréales, à savoir le manteau neigeux, est encore mal connu. En effet, peu de données in-situ sont disponibles aux hautes latitudes et la plupart des études publiées jusqu'à maintenant sont principalement basées sur l'étude de l'étendue du manteau neigeux mesuré à partir de données satellitaires (Trenberth et al., 2007). Pour l'instant, les variations de volume de neige sont surtout estimées en utilisant des sorties de modèles (Milly et al., 2003 ; Gong et al., 2003a et 2003b ; Brown et al., 2003) ou des interpolations de mesures in-situ (Foster et Davy, 1988 ; Brown et al., 2000 ; Dyer et Mote, 2006). Mais il existe encore peu de séries temporelles de variation de volume de neige mesurées à partir de données satellitaires. Les données radiométrique SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager) sont les données spatiales les plus utilisées pour estimer les hauteurs de neige (Armstrong and Brodzik, 2001 ; Derksen et al., 2004 ; Chang et al., 2005), mais l'algorithme utilisé n'est pas adapté, comme cela sera montré à la section 1.2. Or il est nécessaire de disposer d'une estimation réaliste du volume de neige des hautes latitudes si l'on veut pouvoir étudier le cycle hydrologique des régions arctiques.

Dans ce chapitre, sont présentées quelques données spatiales actuelles qui permettent de palier ce manque (sections 1.1 et 1.2). L'étude de la variabilité interannuelle est effectuée section 1.3. L'observation des eaux de surface est aussi d'une grande importance pour la compréhension du cycle hydrologique des régions boréales. Cependant les données spatiales dont on dispose pour le moment permettent surtout d'en observer l'étendue (section 1.4), ce qui permet de fournir des informations importantes, mais l'absence de connaissance du débit le long des fleuves, de l'eau stockée dans les plaines d'inondation et de la variation des volumes des lacs arctiques limite encore grandement notre connaissance de la dynamique des régions boréales. Pour combler ce manque, a été proposée en 2007 la mission SWOT (Surface Water and Ocean Topography), qui est présentée à la section 1.5. La principale question à laquelle SWOT devra répondre est : Où est stockée l'eau à la surface des continents et quelle est sa variation spatio-temporelle ? La réponse à cette question est primordiale à la fois sur le plan scientifique et sur le plan sociétal, car près de 73% des besoins en eau de la population mondiale sont fournis par les eaux de surface (UNESCO, 2009). SWOT résoudra cette question en fournissant des mesures globales du changement des hauteurs des lacs et du débit des fleuves, qui sont deux variables climatiques essentielles pour les surfaces continentales (ECV T1 et T4) définies par le GCOS, permettant ainsi une meilleure connaissance du cycle de l'eau global et l'amélioration des modèles climatiques. Cette mission permettra aussi d'aider à résoudre certains problèmes sociétaux : 1) en améliorant notre connaissance des zones d'inondation (et donc leur prévision), 2) en fournissant gratuitement des informations

aux pays dépendant de fleuves transfrontaliers, 3) en cartographiant les variations de volume des zones en eau vectrices de maladies (comme la malaria) et 4) en fournissant des informations nécessaires à la gestion des ressources en eau. De plus SWOT devrait être une source d'information précieuse pour les directives de l'Union Européenne sur l'eau et le système d'alerte d'inondations européen.

1.1. Etude du manteau neigeux à partir de données spatiales et de modèles

Du fait des conditions hostiles et de la faible densité d'habitants, peu de données in-situ sont disponibles aux hautes latitudes. C'est pourquoi seules des données satellitaires ou des sorties de modèles peuvent nous renseigner sur l'évolution du manteau neigeux aux hautes latitudes. Ainsi, l'étude effectuée par Frappart, Ramillien, Biancamaria, Mognard et Cazenave (2006) a comparé le volume de neige estimé à partir des mesures de deux satellites et de 3 modèles. L'objectif étant de montrer le potentiel des mesures spatiales de gravimétrie pour estimer le volume de neige. Ces mesures proviennent du satellite GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment ; Tapley et al., 2004) qui a été lancé en 2002 et mesure la variation de masse intégrée sur toutes les couches superficielles terrestres. Une méthode inverse mise au point par Ramillien et al. (2005) au LEGOS permet d'extraire les principaux réservoirs hydrologiques, notamment le volume de neige. Les données ainsi extraites ont une résolution temporelle de l'ordre du mois et une résolution spatiale de l'ordre de 660 km (il faut toutefois noter que de récentes améliorations de la méthode de traitement des données GRACE permettent d'atteindre désormais une résolution de 300 km). Ce volume de neige a été comparé à celui estimé en utilisant les données du radiomètre SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager, ayant une résolution de $25 \times 25 \text{ km}^2$) et l'algorithme de Chang et al. (1987) et au volume de neige calculé par les modèles WGHM (Water GAP Global Hydrology Model, ayant une résolution spatiale de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$; Döll et al., 2003), LaD (Land Dynamics, ayant une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$; Milly et Shmakin, 2002) et GLDAS (Global Land Data Assimilation System, ayant une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$; Rodell et al., 2004). La Figure 5 présente les anomalies de volume de neige total estimé à partir de GRACE, SSM/I, LaD, WGHM et GLDAS pour quatre bassins arctiques : l'Ob (a.), la Yenisey (b.), le McKenzie (c.) et le Yukon (d.). De cette comparaison il ressort une bonne adéquation entre les données GRACE et les modèles, avec un bon phasage du volume mensuel. Par contre le volume estimé à partir des données SSM/I semble déphasé. Le Tableau 1 présente l'erreur quadratique moyenne (en mm) entre les mesures GRACE et les autres jeux de données pour chaque bassin. Ce tableau confirme la bonne adéquation entre les données GRACE et les modèles et le moins bon accord avec les données SSM/I. Les données GRACE et SSM/I sont les seules données spatiales qui permettent de calculer le volume de neige. Comme il a été montré les données GRACE semblent donner de bons résultats. Cependant leur faible résolution spatiale (660 km ou 300 km) et temporelle (1 mois) permet difficilement de faire des études locales. Les données SSM/I quant à elles ont une bien meilleure résolution spatiale ($25 \times 25 \text{ km}^2$) et temporelle (une moyenne des données sur une période de cinq jours permet d'avoir une couverture globale de la Terre avec quasiment aucun trou). Cependant l'algorithme utilisée dans cette étude (Chang et al., 1987) donne de mauvais résultats, c'est pourquoi un nouvel algorithme a été développé par Josberger et Mognard (2002) et Mognard et Josberger (2002), qui permet d'obtenir des observations du volume de neige de bien meilleure qualité. Cet algorithme a été validé pour les régions arctiques (section 1.2), puis a été utilisé pour étudier la variabilité interannuelle de la neige depuis 1989 (section 1.3), afin notamment d'estimer l'évolution du volume de neige aux hautes latitudes sur les deux dernières décennies et son impact sur le niveau des océans. Ce genre d'étude est d'un grand intérêt, car peu d'informations sur l'évolution du volume de neige sont disponibles et l'impact

de la neige sur la variation du niveau de la mer n'a pu être estimé qu'en utilisant des modèles avec toute l'incertitude que cela comporte.

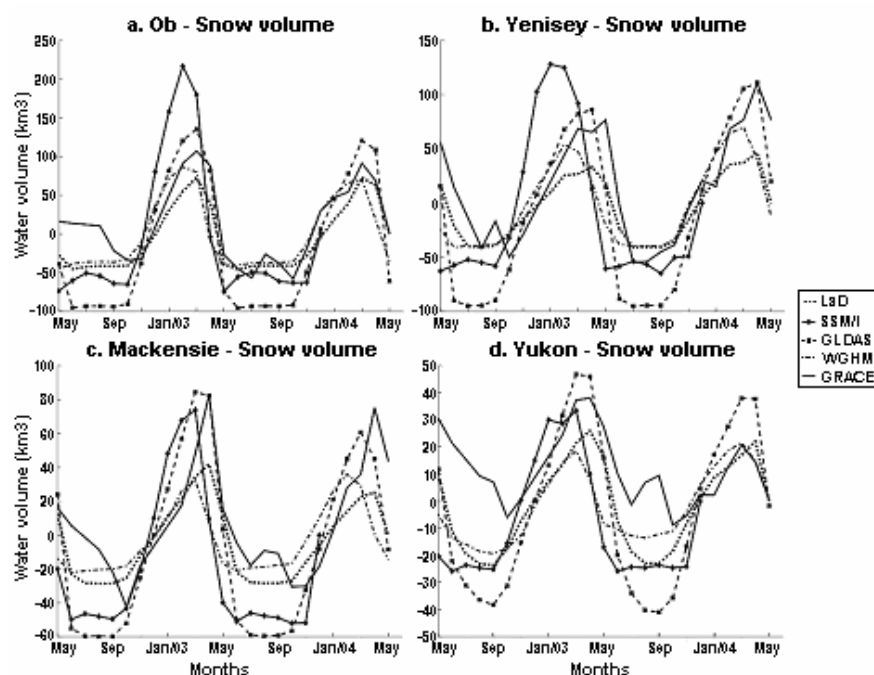


Figure 5. Anomalies de volume de neige total estimé à partir de GRACE, SSM/I, LaD, WGHM et GLDAS pour quatre bassins arctiques : l'Ob (a.), la Yenisey (b.), le McKenzie (c.) et le Yukon (d.)

Tableau 1. Erreur quadratique moyenne (en mm) entre les variations du volume de neige GRACE et les autres jeux de données.

	GRACE-LaD	GRACE-WGHM	GRACE - GLDAS	GRACE-SSM/I
Ob	14	14	14	17
Yenisey	19	17	19	25
McKenzie	13	15	17	24
Yukon	11	14	18	16

1.2. Estimation des hauteurs de neige à partir de données micro-ondes

S'il est relativement aisé d'estimer les étendues de neige à partir de diverses données spatiales (optiques, radars actifs et passifs), il est beaucoup plus difficile d'obtenir des observations de la variation du volume de neige, qui pourtant influence directement le débit des fleuves et la sévérité des inondations lors de la débâcle. Les données GRACE sont de bonne qualité mais ont des résolutions spatiales et temporelles qui sont plus limitantes que les données SSM/I. L'algorithme le plus utilisé pour extraire les hauteurs de neige à partir des données brutes (Chang et al., 1987) n'est pas adapté à l'étude de la variation du volume de neige aux hautes latitudes. C'est pourquoi un autre algorithme, développé par Josberger et Mognard (2002) et Mognard et Josberger (2002), a été utilisé. L'objectif de cette section est de valider cet algorithme, l'étude interannuelle de la variation du volume de neige est faite section 1.3. La section 1.2.1 présente les données satellitaires utilisées, la section 1.2.2 présente les algorithmes disponibles, la section 1.2.3 présente les principaux résultats obtenus. Pour plus de détails sur ces résultats il est nécessaire de se référer à la section 1.2.4 qui correspond à l'article correspondant à cette étude, publié dans *Remote Sensing of Environment*

en mai 2008. La zone d'étude correspond aux surfaces continentales au-dessus de 50°N, Groenland exclu.

1.2.1. Présentation des données radiométriques

Les satellites DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) sont une série de satellites opérationnels (depuis 1987) de l'US Air Force, dont les données sont distribuées par la NOAA et sont utilisés pour les prévisions météorologiques tactiques et stratégiques. Dans cette famille de satellites, seuls les satellites DSMP F8 (de juillet 1987 à décembre 1991), F11 (de décembre 1991 à mai 1995) et F13 (de mai 1995 à juin 2008) intéressent la communauté scientifique, car ils sont équipés d'un radiomètre imageur hyperfréquence SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager), qui dispose de 7 canaux pour 4 fréquences différentes (Tableau 2). L'algorithme d'estimation des hauteurs de neige utilise les fréquences 19,35 et 37 GHz en polarisation horizontales, rééchantillonnées à 25x25 km² au format EASE-Grid (Brodzik et Knowles, 2002). Pour ces fréquences, l'atmosphère est quasi-transparente.

Tableau 2. Fréquences disponibles avec SSM/I, la résolution associée et la polarisation (V=verticale et H=horizontale)

Canaux	1 et 2	3	4 et 5	6 et 7
Fréquence (GHz)	19,35 (V & H)	22,235 (V)	37,0 (V & H)	85,5 (V & H)
Résolution sol (km²)	70x45	60x40	38x30	16x14

Les radiomètres hyperfréquences sont des capteurs passifs, c'est-à-dire qu'ils mesurent les fréquences naturelles émises par la Terre, contrairement aux capteurs actifs (comme KaRIN) qui émettent une onde, puis observent l'onde réfléchi. Les radiomètres observent le rayonnement électromagnétique incohérent produit par l'émission naturelle, dans différents canaux définis par une fréquence centrale f , une largeur de bande Δf et une polarisation. Si l'émetteur est un corps noir à la température T , d'après l'approximation de Rayleigh-Jeans, la puissance captée par l'antenne sur une polarisation est donnée par la formule suivante: $P_A(H) = P_A(V) = k.T.\Delta f$. Si l'émetteur n'est pas un corps noir parfait, par analogie on définit la température de brillance (T_B) de l'émetteur, selon la formule suivante : $P_A = k.T_B.\Delta f$. C'est cette température de brillance qui est délivrée par le National Snow and Ice Data Center (NSIDC ; Armstrong et al., 1994) comme produit SSM/I, à un pas de temps journalier. Au LEGOS ces données sont disponibles à partir de l'hiver 1987/1988 et ont été moyennées sur une période de cinq jours (pentade) afin de limiter les trous dans la couverture spatiale des observations. Chaque année comporte donc 73 pentades.

1.2.2. Algorithmes d'estimation des hauteurs de neige

L'algorithme le plus utilisé pour estimer les hauteurs de neige à partir des données SSM/I a été développé par Chang et al. (1987) et est présenté à la section 1.2.2.1. Cet algorithme suppose une taille des cristaux de neige constante, or celle-ci varie en fonction de l'endroit considéré et tout au long de la saison hivernale à cause des différents types de précipitation, des cycles de gel/fonte, ... (d'où les mauvais résultats obtenus à la section 1.1). C'est pourquoi, j'ai repris l'algorithme développé par Mognard et Josberger (2002), qui permet à la taille des cristaux de neige de varier en fonction du gradient thermique dans la couche de neige (section 1.2.2.2) et je l'ai généralisé à l'ensemble des régions ayant une latitude supérieure 50°N.

1.2.2.1. L'algorithme statique

L'algorithme développé par Chang et al. (1987) calcule les hauteurs de neige (SD pour Snow Depth), en cm, selon la formule suivante :

$$SD = a \cdot SG = a \cdot (T_{b19H} - T_{b37H}) \quad \text{Eq. 1}$$

Où $a=1,59$ cm/K, SG correspond au gradient spectral (SG pour Spectral Gradient) entre les températures de brillance mesurées par SSM/I pour les fréquences à 19 GHz et à 37 GHz en polarisation horizontales (notée T_{b19H} et T_{b37H} , respectivement).

Le signal à 37GHz est fortement affecté par la neige (forte diffusion) et devient donc faible en présence de neige. Par contre le signal à 19 GHz traverse la neige quasiment sans dispersion. L'algorithme de Chang et al. (1987) se base donc sur le gradient spectral qui sera très important en présence de neige et nul lorsqu'il y'aura plus de neige (les deux canaux ayant des comportements assez similaires lorsqu'il n'y a pas de neige). Lorsque l'on considère une couche de neige relativement homogène, dont les grains ont une taille similaire, cet algorithme peut être utilisé. D'ailleurs la valeur du coefficient utilisé ($a=1,59$ cm/K) correspond à un manteau neigeux dont les grains de neige ont un rayon moyen de 0,30 mm et une densité de 0,3 g/cm. Par contre l'utilisation de cet algorithme pour toute la période hivernale est plus contestable puisque la taille moyenne des grains de neige change dans le temps (et aussi de la zone géographique). Comme il suppose une taille constante des cristaux de neige, il sera appelé par la suite l'algorithme statique d'estimation des hauteurs de neige.

Certaines études ont cherché à résoudre le problème posé par la taille constante des cristaux de neige. Par exemple, Kelly et Chang (2003) ont calculé une carte globale des coefficients a , en recalibrant l'algorithme statique avec des données provenant de stations météorologiques. Cependant, si cette carte prend en compte la variabilité spatiale, elle ne considère pas la variabilité temporelle de ce coefficient. Foster et al. (2005) ont défini, en se basant entre autre sur le couvert végétal et une classification de neige, des cartes de correction de ce paramètre changeant mensuellement. Cependant ces cartes sont constantes d'une année sur l'autre et ne prennent donc pas en compte la variabilité interannuelle.

1.2.2.2. L'algorithme dynamique

L'algorithme dynamique (Josberger et Mognard, 2002 ; Mognard et Josberger, 2002) est basé sur le TGI (Thermal Gradient Index, **Eq. 2**) qui est un indice de variation de la taille des grains de neige, en se basant sur le gradient de température entre la température du sol à la base du manteau neigeux (T_g) et la température de l'air au-dessus du couvert neigeux (T_a), ainsi que la hauteur de neige.

$$TGI(T) = \int_{T_0}^T \frac{T_g(t) - T_a(t)}{SD(t)} dt \quad \text{Eq. 2}$$

avec T le temps auquel est calculé le TGI et T_0 est la date d'apparition des premières neiges pour l'hiver considéré (les températures sont en Kelvin et la hauteur de neige en cm).

En utilisant de nombreuses données in-situ dans les grandes plaines du nord des Etats-Unis, Josberger et Mognard (2002) ont montré qu'il existait une relation linéaire entre le SG et le TGI (**Eq. 3**).

$$SG = \alpha TGI + \beta \quad \text{Eq. 3}$$

D'après les équations **Eq. 2** et **Eq. 3**, la hauteur de neige peut être calculée à partir du SG en utilisant l'équation suivante :

$$SD = \frac{\alpha(T_g - T_a)}{dSG/dt} \quad \text{Eq. 4}$$

Grippa et al. (2004) ont utilisé la climatologie de hauteur de neige USAF/ETAC (Foster et Davy, 1988) pour estimer le coefficient α , qui a été fixé à 3,5. Cependant la climatologie ETAC résulte de l'interpolation d'observations in-situ de hauteurs de neige qui, pour les plus récentes, finissent dans les années 1980, ce qui ne recouvre pas la période d'étude (de 1988 à nos jours) dont le régime de neige peut avoir changé. Il se peut donc que l'amplitude maximale des hauteurs de neige estimée en utilisant l'algorithme dynamique soit biaisée par rapport à la vérité que l'on a utilisée. Ceci pourrait être corrigé en modifiant la valeur du coefficient α .

D'après l'équation **Eq. 4**, la hauteur de neige ne peut être calculée que lorsque SG varie dans le temps (i.e. lorsque dSG/dt est non nul), c'est-à-dire lorsque la taille des grains de neige ou/et la hauteur de neige évolue à un taux suffisamment important pour être détectable par le radiomètre. Ces conditions sont réunies lors des premiers mois de la formation du couvert neigeux (jusqu'au mois de février en général, bien que cela puisse varier en fonction des conditions climatiques et de la région considérée). Cependant, lorsque dSG/dt passe en-dessous d'un certain seuil (qui a été choisi égal à 1 K/pentade, voir Grippa et al., 2004, pour plus de détails), l'équation **Eq. 4** ne peut plus être utilisée et l'équation **Eq. 1** (de l'algorithme statique) est alors employée en ajustant le coefficient α , c'est-à-dire en imposant la taille des cristaux de neige à la taille calculée par l'algorithme dynamique au temps t où les variations temporelles deviennent insuffisantes. En effet, ce coefficient est calculé de telle façon que la hauteur de neige calculée en utilisant l'équation **Eq. 1** corresponde à la hauteur de neige calculée avec l'équation **Eq. 4**, pour la dernière pentade pour laquelle cette équation est applicable. Ainsi, il n'y a pas de discontinuité dans les séries temporelles de neige lors de la transition entre l'utilisation de ces deux équations. De plus, ceci permet d'utiliser l'algorithme statique avec un coefficient qui varie spatialement et qui correspond à une taille des grains de neige réaliste (puisque lorsque l'algorithme statique est utilisé la taille des grains de neige ne doit plus trop évoluer).

Enfin pour certaines régions (comme par exemple les Rocheuses en Amérique du Nord), la hauteur de neige ne peut jamais être calculée en utilisant l'équation **Eq. 4**, car le SG ne varie presque pas durant tout l'hiver. Pour ces régions, l'algorithme statique est utilisé avec un coefficient α variant spatialement et calculé en utilisant l'équation **Eq. 5**.

$$\alpha = \frac{SD_{ETAC}(Janvier)}{SG(Janvier)} \quad \text{Eq. 5}$$

avec $SD_{ETAC}(\text{janvier})$ étant la hauteur de neige pour le mois de janvier dans la climatologie USAF/ETAC et $SG(\text{janvier})$ étant le Spectral Gradient moyenné sur le mois de janvier de l'année considérée.

1.2.2.3. Les données d'entrée de l'algorithme dynamique

Comme indiquée par l'équation **Eq. 4**, pour utiliser l'algorithme dynamique il faut disposer, en plus des données SSM/I, des séries temporelles de température de l'air et de la température du sol en contact avec la neige. Ces deux jeux de données sont présentés à la section 1.2.2.3.1 et 1.2.2.3.2, respectivement.

1.2.2.3.1. Température de l'air

La température de l'air utilisée provient de la réanalyse globale du National Center for Environmental Prediction (NCEP), disponible auprès du Joint Institute for the Study of Atmosphere and Oceans (JISAO), pour la période 1987/2006. Pour plus d'information sur ces données, voir Kalnay et al. (1996). Ces températures de l'air ont ensuite été reprojctées au format EASE-Grid et moyennées par pentades.

1.2.2.3.2. Température du sol

Les températures du sol ont été calculées en utilisant ISBA (voir la section 2.2.2.1 pour une présentation détaillée de ce modèle) par Boone et al. (2006). ISBA a été utilisé en mode explicite (avec un sol discrétisé en 6 couches) en utilisant le forçage GSWP2-P3 sur 13 années (de 1982 à 1994). La température de la première couche du sol (d'une épaisseur de 3 cm) a été considérée comme représentative de la température à l'interface entre la neige et le sol et a été utilisée dans l'algorithme dynamique. Contrairement aux températures de l'air qui sont disponibles jusqu'en 2006, les températures du sol ne sont disponibles que jusqu'en 1994 (Boone et al., 2006). Après avoir vérifié que la variabilité interannuelle des températures du sol n'était pas significative, il a donc été décidé d'en extraire une « climatologie », c'est-à-dire que 73 pentades ont été calculées, correspondant à une année moyenne sur la période 1982/1994 (i.e. les températures varient d'une pentade à l'autre, mais restent identiques d'une année à l'autre).

1.2.3. Méthodologie de validation des algorithmes d'estimation de la hauteur de neige

Pour valider les deux algorithmes d'estimation des hauteurs de neige à partir des données SSM/I, il est nécessaire de disposer d'une « vérité ». Étant donné la résolution spatiale des mesures SSM/I (25x25 km²) et donc des cartes de hauteurs de neige qui en sont dérivées, les mesures in-situ, trop locales spatialement et temporellement, ne sont pas adaptées. C'est pourquoi, des hauteurs de neige modélisées par plusieurs modèles et moyennées sur plusieurs années ont été utilisées comme vérité pour cette étude (voir section 1.2.3.1). De plus, une classification de différents couverts végétaux et une estimation du pourcentage de lacs (section 1.2.3.2) ont été utilisés, afin d'estimer la performance des deux algorithmes pour des régions qui peuvent affecter de façon diverse les mesures radiométriques et donc la qualité des estimations de hauteurs de neige.

1.2.3.1. Les hauteurs de neige GSWP2 : la « vérité »

Les hauteurs de neige modélisées et utilisées dans cette étude proviennent du Global Soil Wetness Project – Phase II (GSWP2 ; Dirmeyer et al., 2006), qui est présenté plus en détail à la section 2.2.2.2. Le champ de hauteurs de neige de GSWP2 résulte d'une moyenne des hauteurs de neige calculées par cinq modèles hydrologiques : MOSES (de l'U. K. Met. Office, Exeter, UK), NOAH (du National Center for Environmental Prediction, Camp Springs, USA), NSIPP (du NASA Goddard, Greenbelt, USA), SSiB (du Center for Ocean Land Atmosphere studies, Calverton, USA) et SWAP (de l'Institute of Water Problems, Moscow, Russia). Moyenner les sorties de plusieurs modèles permet de réduire les incertitudes et les biais inhérents à chaque modèle (variant d'un modèle à l'autre) et qui peuvent être importants aux hautes latitudes (Schlosser et al., 2000). Les données de forçage utilisées proviennent de GSWP2-P3 (voir Tableau 9, section 2.2.2.2). Les cinq modèles ont tournés de 1986 à 1995 avec une résolution spatiale de 1°x1°.

L'objectif de cette étude est de valider la distribution spatiale des hauteurs de neige calculées à partir de l'algorithme dynamique. Des moyennes mensuelles ont été calculées (sur la période allant d'octobre 1987 à septembre 1995, qui correspond au recouvrement entre les séries temporelles SSM/I et GSWP2) pour les algorithmes statiques et dynamiques, puis comparées à GSWP2. Une moyenne multi-annuelle permet d'estimer les hauteurs de neige « typiques » pour la période d'étude et donc d'estimer si la distribution spatiale des hauteurs de neige estimée par les algorithmes statique et dynamique est cohérente. Les modèles

permettent de reproduire globalement les zones d'accumulation de la neige, mais leur variabilité interannuelle est moins fiable. Utiliser une moyenne multi-annuelle permet de s'affranchir de ces incertitudes et donc de se rapprocher de la réalité.

La Figure 6.a montre la moyenne des modèles GSWP2 pour janvier (moyenné sur la période 1988/1995). Pour estimer les écarts entre les cinq modèles, le coefficient de variation (CV) inter-modèle a été calculé (Figure 6.b). CV correspond à l'écart-type entre les cinq modèles divisé par la moyenne. En comparant les Figure 6.a et Figure 6.b, il apparaît que pour les régions avec des hauteurs de neige importantes (supérieures à 30 cm), l'écart entre les modèles est faible (CV~20%). Par contre pour les régions avec de faibles hauteurs de neige, CV peut atteindre 40%, notamment à l'Est du fleuve Lena. Cependant, l'écart entre les modèles est assez faible et l'utilisation de la moyenne multi-modèle permet de minimiser les biais de chaque modèle. Figure 6.c présente la climatologie de hauteur de neige USAF/ETAC pour le mois de janvier. Elle est représentative d'un mois de janvier typique pour la période 1950/1980. On peut remarquer une bonne corrélation (égale à 0,53) entre les données ETAC et GSWP2. En effet, même si GSWP2 a tendance à surestimer la neige par rapport à ETAC, les zones d'accumulation de la neige sont relativement similaires, sauf aux alentours de 160°E où il y a un maximum local selon ETAC qui n'est pas vu par GSWP2. Les différences entre ces deux jeux de données résultent à la fois des erreurs de GSWP2 (erreurs dans les données de forçage, dans les modèles, ...), des erreurs dans ETAC (peu de données in-situ, biais de mesures, erreurs liées à la méthode d'interpolation, ...) et du fait qu'ils couvrent des périodes de temps différentes (1950/1980 pour ETAC et 1988/1995 pour la moyenne GSWP2) ce qui n'est pas négligeable pour ces régions qui sont le plus affectées par le changement climatique (Meehl et al., 2007). Ceci confirme la pertinence des hauteurs de neige simulées par GSWP2 et l'intérêt de les utiliser comme vérité, plutôt que les données ETAC, car elles recouvrent la même période temporelle que celle d'acquisition des données SSM/I. Des résultats similaires (faible CV et bon agrément avec ETAC) ont été obtenus pour les autres mois d'hiver (octobre à mars).

Enfin, il est important de noter que puisque les modèles ont été utilisés avec une résolution de 1°x1°, la hauteur de neige calculée pour les pixels dans des massifs alpins représente en fait une valeur correspondante à une élévation moyenne (notamment à cause de la température de l'air qui est moyennée spatialement). Ainsi, les régions qui ont une forte variabilité topographique pour des échelles très inférieures à 1°x1° auront des hauteurs de neige modélisées moins précises.

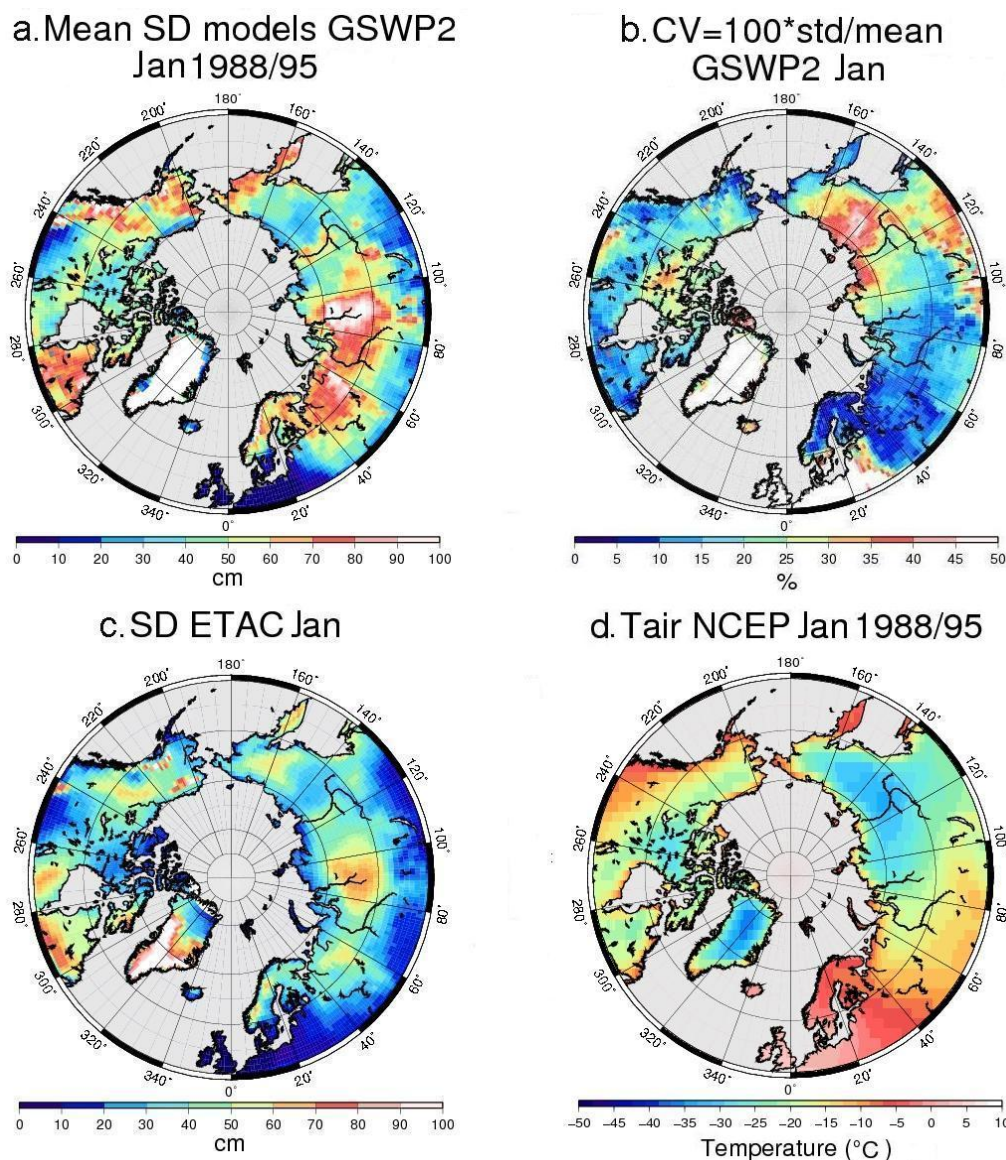


Figure 6. Moyenne multi-modèle des hauteurs de neige GSWP2 (en cm) moyennées de 1988 à 1995 (a), coefficient de variation des modèles GSWP2 (écart-type entre les modèles divisé par la moyenne, b), hauteurs de neige moyennes selon USAF/ETAC en cm (c) et température moyenne de l'air NCEP en °C de 1988 à 1995 (d). Chaque figure correspond au mois de janvier

1.2.3.2. Couvert végétal et fractions de lacs

Comme le couvert végétal affecte la température de brillance, la performance de l'algorithme dynamique a aussi été étudiée pour les deux principales classes de végétation aux hautes latitudes : la toundra et la taïga. La classification utilisée est celle développée par Liston et Sturm (1998), Figure 7.a, qui distingue différents types de neige en fonction du couvert végétal ou du sol et possède notamment les classes toundra et taïga. En Amérique du Nord la toundra et la taïga couvrent respectivement 41% et 23% de la surface de ce continent, alors qu'en Eurasie elles couvrent respectivement 41% et 37% de la surface.

La température de brillance est aussi affectée par la présence plus ou moins importante de lacs dans le pixel considéré (Duguay et al., 2005). Or les deux algorithmes d'estimation des hauteurs de neige ont été mis au point pour des régions ne comportant pas ou peu de lacs. Il est donc important de vérifier la sensibilité de l'algorithme dynamique à la présence de lacs. Pour ce faire, le pourcentage de lacs (Figure 7.b) issu de la classification de l'International

Geosphere-Biosphere Program (IGBP) Earth Surface (Belward et al., 1999) a été utilisé au cours de cette étude. D'après la Figure 7.b, il apparaît clairement que l'Amérique du Nord possède bien plus de surfaces couvertes par des lacs que l'Eurasie.

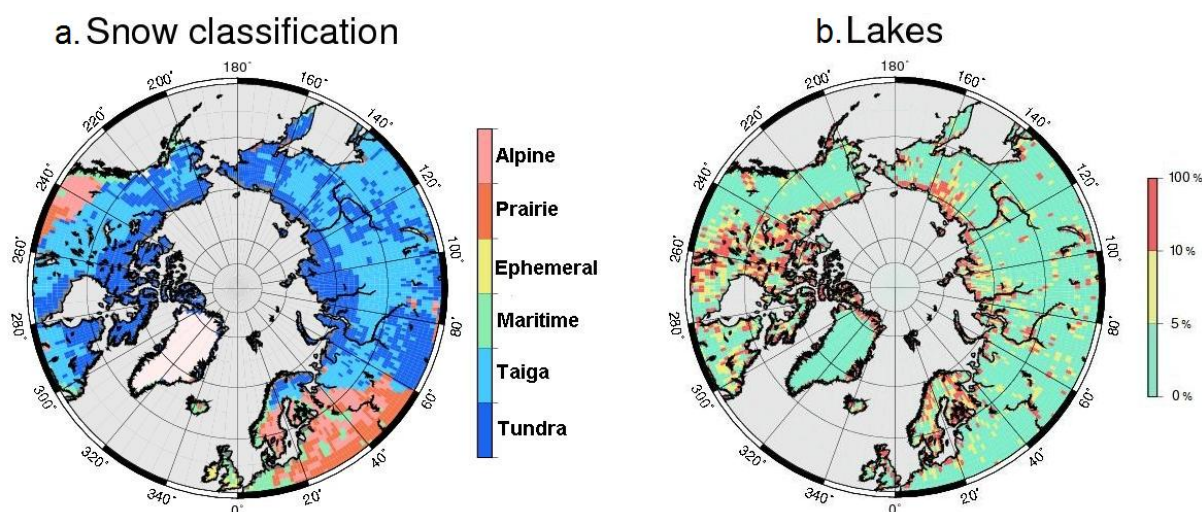


Figure 7. Classification de la neige de Liston et Sturm (1998) utilisée pour différencier la toundra et la taïga (a.) et pourcentage de lacs selon IGBP (b.)

1.2.4. Résultats

1.2.4.1. Validation de l'algorithme dynamique

La Figure 8 présente les hauteurs de neige (en cm) calculées avec l'algorithme dynamique (a.), l'algorithme statique (b.), GSWP2 (c.), ainsi que la température de l'air (d.), pour le mois de janvier (moyenne sur la période 1988/1995). Les algorithmes d'estimation de la neige à partir des données SSM/I sous-estiment les hauteurs de neige par rapport à GSWP2. Cependant ce problème peut être corrigé en modifiant la valeur des coefficients a pour l'algorithme statique (Eq. 1) et α pour l'algorithme dynamique (Eq. 4). Ceci n'a pas été effectué dans le cadre de cette étude, qui a pour objectif de valider les zones d'accumulation de la neige calculée par l'algorithme dynamique. De plus, il se peut que ce soit GSWP2 qui surestime la hauteur de neige.

L'algorithme dynamique accumule la neige sensiblement aux mêmes endroits que GSWP2 (à l'Ouest de l'Oural, sur la Yenisey et plus légèrement sur la Lena pour l'Eurasie ; sur la côte Est et Ouest en Amérique du Nord). La comparaison des Figure 8.a et Figure 8.c semble même indiquer que cet accord est particulièrement marqué en Eurasie. Par contre les sorties de l'algorithme statique ne concordent pas vraiment avec les données GSWP2, mais corrélen (en réalité anti-correle, le coefficient de corrélation étant égal à -0,77) bien mieux avec la température de l'air (Figure 8.d).

Pour 34% de la surface de la zone d'étude, l'équation Eq. 4 ne peut jamais être utilisée, l'algorithme statique modifié est donc utilisé via l'équation Eq. 5 (voir la section 1.2.2.2). Ces zones correspondent principalement aux Rocheuses et à l'Ouest de l'Oural. Ceci s'explique par des effets de topographie (pour les Rocheuses) et par la présence récurrente d'eau dans le pixel suite à des successions de fonte et regel (particulièrement fréquentes à l'Ouest de l'Oural).

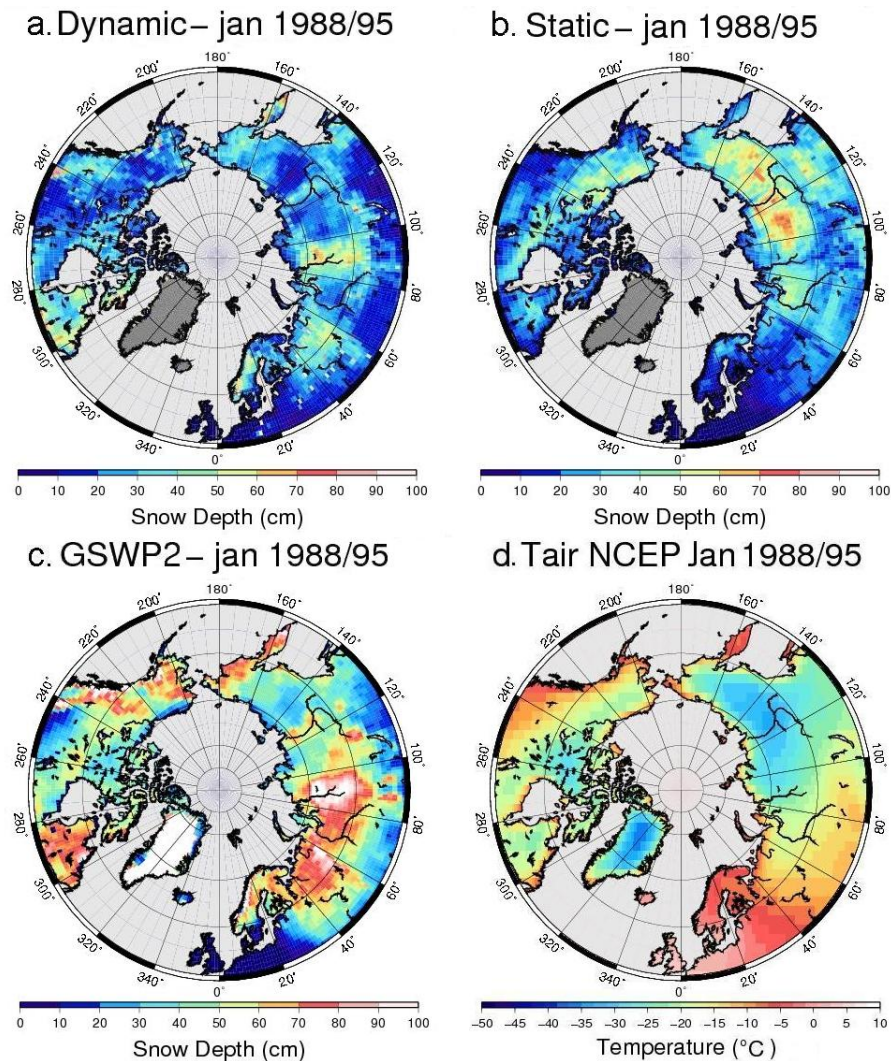


Figure 8. Hauteurs de neige (en cm) d'après l'algorithme dynamique (a.), l'algorithme statique (b.), GSWP2 (c.) et température de l'air (d.), pour le mois de janvier (moyenne sur la période 1988/1995)

La Figure 9 présente les résidus entre les hauteurs de neige de GSWP2 et de l'algorithme statique d'une part (image de gauche) et entre les hauteurs de neige de GSWP2 et de l'algorithme dynamique d'autre part (image de droite), pour la moyenne des mois de janvier 1988/1995. Pour calculer les résidus, les champs de neige ont été normalisés en les divisant par leur moyenne spatiale (moyenne calculée seulement pour les pixels ayant une hauteur de neige non nulle et en excluant le Groenland). Ces images illustrent quantitativement ce qui a été observé sur la Figure 8. En effet les zones d'accumulation de neige ne sont pas localisées au même endroit selon GSWP2 et selon l'algorithme statique, d'où des résidus ayant des valeurs importantes, notamment en Sibérie de l'Ouest. Par contre les résidus entre GSWP2 et l'algorithme dynamique sont plus faibles et plus homogènes, ceci étant lié à la localisation des accumulations de neige dans les mêmes zones géographiques par les deux algorithmes. De plus les résidus, même après normalisation, sont toujours positifs, ce qui s'explique par la tendance de l'algorithme dynamique à sous-estimer les hauteurs de neige par rapport à GSWP2. L'annexe 1 montre les cartes de résidus pour les mois d'octobre à mars (moyennés sur la période 1988/1995).

GSWP2–AlgoStat jan 1988/95

GSWP2–AlgoDyn jan 1988/95

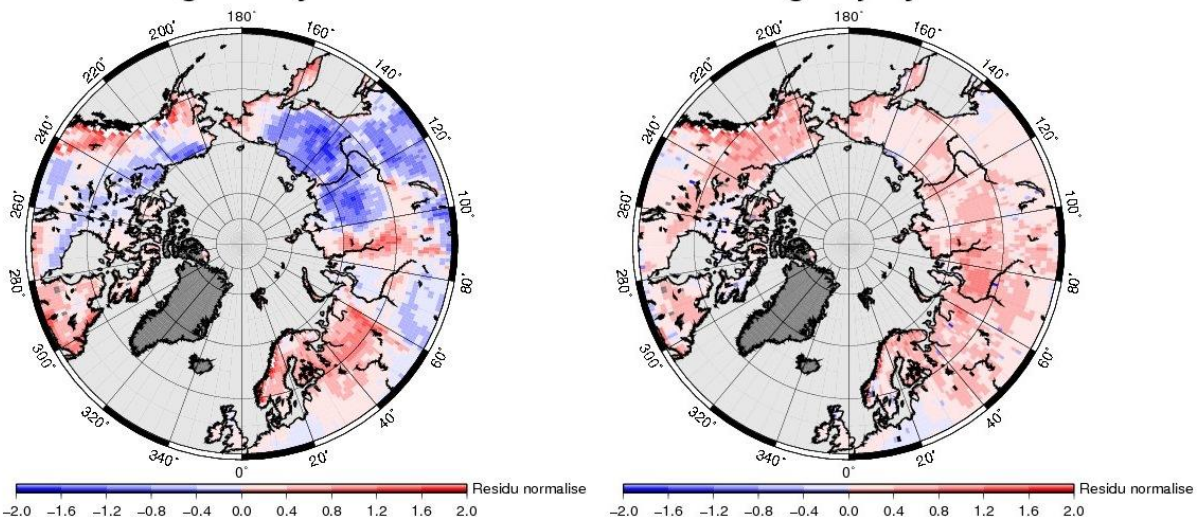


Figure 9. Résidus normalisés entre les hauteurs de neige de GSWP2 et de l'algorithme statique (figure de gauche) et de GSWP2 et de l'algorithme dynamique (figure de droite), pour la moyenne des mois de janvier 1988/1995

La Figure 10 correspond aux scatter plots entre les hauteurs de neige GSWP2 (en abscisse) et, d'une part, celles de l'algorithme statique (première colonne) et, d'autre part, celles de l'algorithme dynamique (deuxième colonne), pour toute la zone d'étude (sauf le Groenland), chaque ligne correspondant à un mois donné (d'octobre à mars). Pour les mois de novembre à mars le coefficient de corrélation (en moyenne égale à 0,49) entre GSWP2 et l'algorithme dynamique est beaucoup plus élevé que le coefficient de corrélation (en moyenne égale à 0,086) entre GSWP2 et l'algorithme statique, ce qui confirme qualitativement les observations déduites de la Figure 8. Seulement pour le mois d'octobre, où le manteau neigeux commence tout juste à s'installer, l'algorithme statique corrèle mieux que l'algorithme dynamique avec GSWP2 (le coefficient de corrélation est de 0,45 et 0,23 pour l'algorithme statique et l'algorithme dynamique, respectivement). La mauvaise performance de l'algorithme dynamique en octobre peut s'expliquer par la grande variabilité du gradient spectral (SG) au début de la période hivernale, lorsque le manteau neigeux n'est pas encore bien établi. Le coefficient de corrélation entre l'algorithme dynamique et GSWP2 croît continuellement d'octobre à janvier, puis a tendance à légèrement diminuer ensuite. Deux raisons au moins peuvent expliquer cette décroissance : d'une part, la formation de couche de glace, le commencement de la fonte et la diminution de la taille des grains de neige impactent négativement l'algorithme dynamique ; d'autre part, l'écart entre les modèles GSWP2 augmente légèrement dans le temps, lié à une estimation des périodes de fonte qui diffèrent entre les modèles.

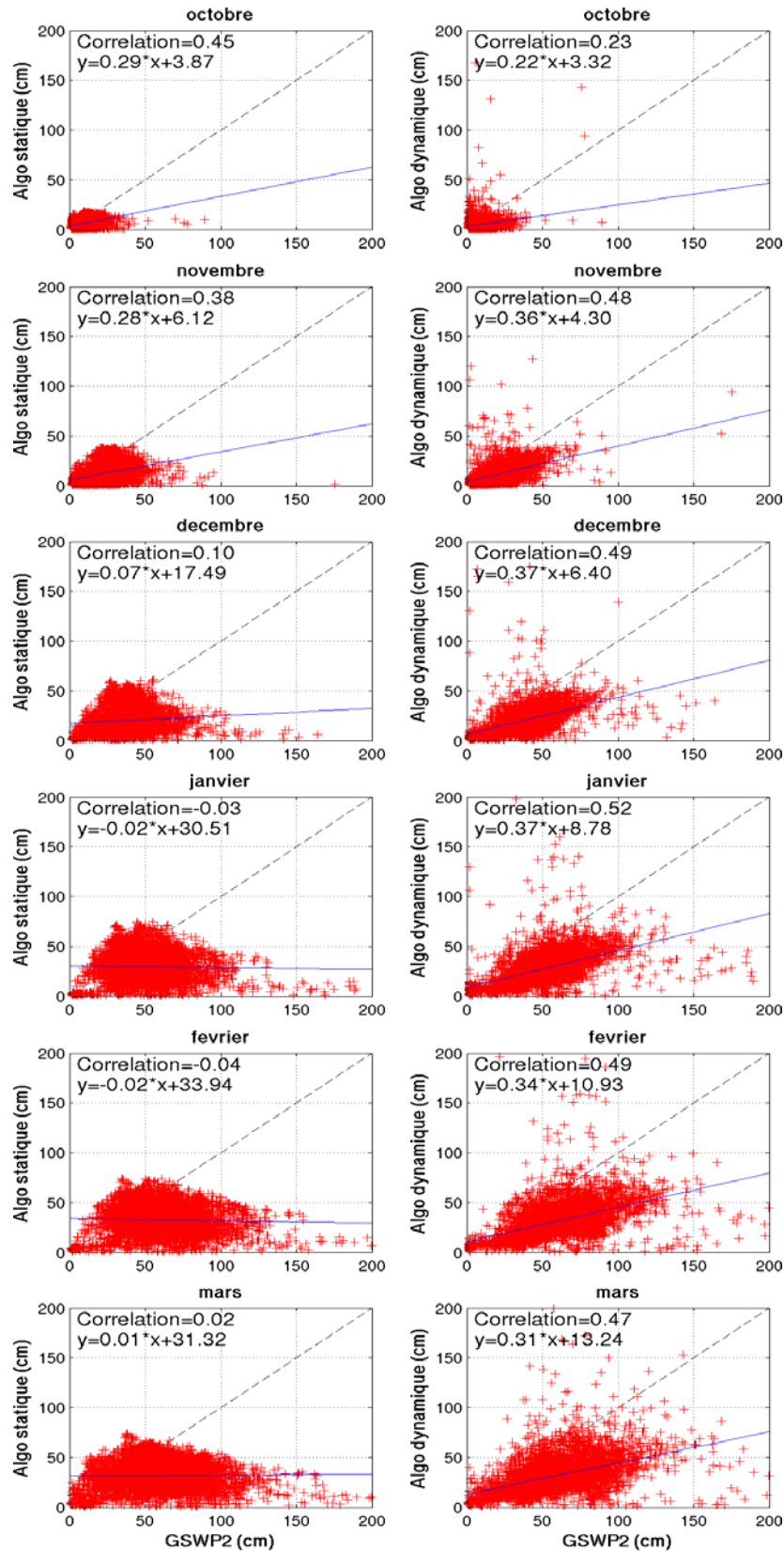


Figure 10. Scatter plot entre les hauteurs de neige GSWP2 (en abscisse) et en ordonnée, d'une part, celles de l'algorithme statique (première colonne) et, d'autre part, celles de l'algorithme dynamique (deuxième colonne), pour toute la zone d'étude (sauf le Groenland). Chaque ligne correspond à un mois donné (d'octobre à mars). L'équation de la régression linéaire (droite en trait plein) est indiquée pour chaque graphique, ainsi que le coefficient de corrélation et la droite $y=x$ (droite en pointillé)

La régression linéaire pour chaque scatter plot GSWP2/algorithmme dynamique (courbes bleues sur la Figure 10) a une pente qui varie peu entre les mois de novembre et mars, ce qui signifie que les hauteurs de neige estimées à partir de l’algorithmme dynamique et modélisées par GSWP2 ont un coefficient de proportionalité qui varie peu dans le temps. Ceci semble indiquer que la sous-estimation des hauteurs de neige par l’algorithmme dynamique pourrait être corrigée en modifiant la valeur du coefficient de proportionalité α dans l’équation **Eq. 4**.

Le Tableau 3 présente les coefficients de corrélation d’octobre à mars entre les deux algorithmmes d’estimation de la hauteur de neige et GSWP2 pour l’ensemble du domaine d’étude (surfaces continentales au-delà de 50°N, Groenland excepté), pour l’Eurasie (latitude>50°N et 0°E<longitude<191°E) et pour l’Amérique du Nord (latitude>50°N et 191°E<longitude<360°E). Pour estimer le degré de signification de chaque coefficient de corrélation, la p-value correspondante a été calculée. La p-value est la probabilité d’obtenir le même coefficient de corrélation de façon aléatoire, quand la vraie corrélation est nulle (si $p < 0,05$, le coefficient de corrélation peut être considéré comme significatif). Sur le tableau seules les p-value au-dessus de 0,001 ont été mentionnées. D’après ce tableau, il ressort que tous les coefficients de corrélation relatifs à l’algorithmme dynamique sont très significatifs. D’autre part, cet algorithmme est beaucoup plus proche de GSWP2 en Eurasie (corrélation de 0,61 en janvier) qu’en Amérique du Nord (coefficient de corrélation de 0,33 en janvier). Ceci pourrait résulter d’un couvert végétal et d’une fraction de lacs différents entre ces deux continents (voir la section suivante).

Tableau 3. Coefficients de corrélation d’octobre à mars entre les deux algorithmmes d’estimation de la hauteur de neige et GSWP2 pour l’ensemble du domaine d’étude (surfaces continentales au-delà de 50°N, Groenland excepté), pour l’Eurasie et pour l’Amérique du Nord.

		Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mar
Domaine d’étude	Statique	0,45	0,38	0,10	-0,03 (p=0,07)	-0,04 (p=0,01)	0,02 (p=0,26)
	Dynamique	0,23	0,48	0,49	0,52	0,49	0,47
Eurasie	Statique	0,62	0,50	0,18	0,01 (p=0,42)	-0,04 (p=0,01)	-0,03 (p=0,15)
	Dynamique	0,29	0,53	0,57	0,61	0,59	0,52
Amérique du Nord	Statique	0,27	0,27	0,01 (p=0,95)	-0,11	-0,02 (p=0,45)	0,16
	Dynamique	0,20	0,46	0,35	0,33	0,33	0,36

Ainsi, cette section a permis de montrer, d’une part, le bon accord entre les hauteurs de neige estimées avec l’algorithmme dynamique et celles calculées avec GSWP2 et d’autre part que les sorties de l’algorithmme statique corrélaient mieux avec la température de l’air qu’avec les hauteurs de neige GSWP2. Enfin, il est apparu une meilleure performance de l’algorithmme dynamique en Eurasie, par rapport à l’Amérique du Nord.

1.2.4.2. Performances de l’algorithmme dynamique sur la végétation et les lacs

Comme la végétation et la présence de lacs modifient la température de brillance, la performance de l’algorithmme dynamique sur les deux principales classes de végétation (toundra et taïga), ainsi que sur les lacs a été étudiée (voir la section 1.2.3.2 pour une description des classifications utilisées). Pour cette étude, la corrélation entre l’algorithmme

dynamique et GSWP2 n'a été calculée que sur les pixels pour lesquels l'équation **Eq. 4** a pu être appliquée, i.e. les pixels pour lesquels le gradient spectral varie dans le temps (pour plus de détails voir le paragraphe 1.2.2.2). Ceci a été fait afin de ne pas être influencé par les pixels pour lesquels l'algorithme statique modifié, voir **Eq. 5**, a été appliqué et qui peut avoir un comportement légèrement différent puisque l'algorithme utilisé n'est pas tout le temps le même.

La Figure 11 présente les coefficients de corrélation entre GSWP2 et l'algorithme dynamique en fonction du temps (octobre à mars) pour l'ensemble du domaine d'étude (a.), pour l'Eurasie (b.) et l'Amérique du Nord (c.). Pour chaque graphique est indiquée la corrélation sur l'ensemble du domaine, sur la toundra et sur la taïga. Pour l'ensemble du domaine d'étude (Figure 11.a), le coefficient de corrélation sur la taïga est légèrement meilleur que sur toutes les classes de végétation et que sur la toundra. Pour l'Eurasie (Figure 11.b), les corrélations sur la toundra et sur la taïga sont relativement similaires. Par contre, pour l'Amérique du Nord, la corrélation est bien meilleure sur la taïga que sur la toundra. Cette différence peut être due à la relative homogénéité de la neige dans les forêts boréales, ce qui n'est pas forcément le cas pour les zones de toundra à cause de la redistribution de la neige par le vent (Derksen et al., 2005). Ainsi la performance de l'algorithme dynamique sur la végétation n'est pas la même entre les deux continents. Contrairement aux résultats obtenus sur l'Eurasie, l'algorithme dynamique semble plus sensible au type de végétation en Amérique du Nord.

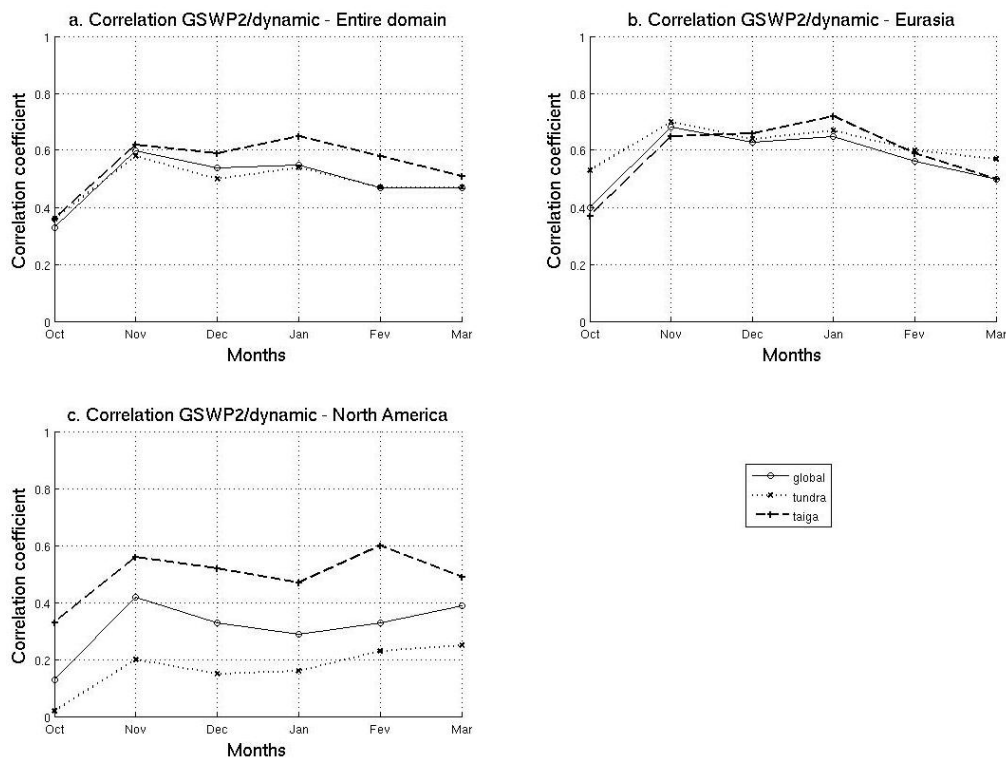


Figure 11. Coefficients de corrélation entre GSWP2 et l'algorithme dynamique en fonction du mois (octobre à mars) pour l'ensemble du domaine d'étude (a.), pour l'Eurasie (b.) et l'Amérique du Nord (c.). Pour chaque graphique est indiquée la corrélation sur l'ensemble du domaine (courbe en trait plein), sur la toundra (courbe en pointillé) et la taïga (courbe tiretée).

L'idée « intuitive » derrière l'utilisation du gradient spectral (différence entre la température de brillance à 19 et à 37 GHz), est de calculer la différence entre une émission électromagnétique terrestre dans une fréquence sensible, entre autre, à la neige et une autre émission (dans une autre fréquence) qui n'y est pas sensible. On obtient ainsi un signal qui est

très sensible à l'évolution du manteau neigeux, puisque les contributions annexes (du sol sous la neige notamment) ont normalement été atténuées par le calcul de la différence. Cependant, ceci n'est plus forcément vrai pour un lac, car dans ce cas calculer la différence de température de brillance ne garantit pas que l'on s'affranchisse de la contribution de l'eau gelée sous le manteau neigeux (voir même de l'eau liquide qui se trouve encore dessous). En effet, contrairement aux surfaces terrestres, la température de brillance sur les lacs est plus grande à 37 GHz qu'à 19 GHz (Duguay et al., 2005). Ainsi le gradient spectral sera plus faible s'il y a des lacs dans le pixel SSM/I et peut même devenir négatif si le pourcentage de lacs est suffisamment important. Or l'algorithme dynamique a été conçu pour estimer la hauteur de neige seulement sur des sols et non pas sur les lacs et ne prend donc pas en compte cet effet. Les performances de l'algorithme seront donc moins bonnes pour les pixels comportant un fort taux de lacs. Le Tableau 4 indique le pourcentage moyen de lacs à la fois sur l'ensemble du domaine d'étude, sur l'Eurasie et sur l'Amérique du Nord, pour l'ensemble des classes de végétation, pour la toundra et pour la taïga. L'Amérique du Nord a presque deux fois plus de lacs que l'Eurasie (le pourcentage moyen de lacs étant de 9,1% et 5,6%, respectivement). De plus, pour les deux continents, il y a près de deux fois plus de lacs sur la toundra que sur la taïga. La plus grande densité de lacs sur l'Amérique du Nord peut être responsable de la moins bonne corrélation entre l'algorithme dynamique et GSWP2 sur ce continent. Elle pourrait aussi expliquer la différence de comportement de l'algorithme dynamique sur la toundra et la taïga entre les deux continents. En effet, en Amérique du Nord, la plus grande densité de lacs doit affecter le signal micro-onde émis par la Terre, ce qui conduit à une meilleure performance de l'algorithme dynamique sur les régions où il y a moins de lacs, donc sur la taïga (qui a une densité moyenne de lacs de 7 %), que sur la toundra (qui a une densité de lacs de 11%). Par contre, il se peut qu'en Eurasie la différence de densité de lacs entre la toundra et la taïga ait un impact bien moindre, puisque dans chaque cas la densité de lacs est inférieure ou égale à 7 %. Pour mieux caractériser l'influence des lacs sur le coefficient de corrélation entre l'algorithme dynamique et GSWP2, l'évolution temporelle de ce coefficient a été calculée pour différents pourcentages de lacs (au-dessus de 10%, 20%, 30% et en-dessous de 10%, 5% et 0%) pour l'ensemble du domaine d'étude (Figure 12.a), pour l'Eurasie (Figure 12.b) et pour l'Amérique du Nord (Figure 12.c). De ces graphiques il ressort clairement que la corrélation est meilleure sur les zones avec une faible densité de lacs (moins de 10%) que sur celles ayant une forte densité de lacs (plus de 30%), sauf pour les mois de novembre et décembre en Amérique du Nord.

Tableau 4. Pourcentage moyen de lacs sur la toundra, la taïga et l'ensemble des classes de végétation pour l'ensemble du domaine d'étude, pour l'Eurasie et pour l'Amérique du Nord

	Domaine d'étude			Eurasie			Amérique du Nord		
	Global	Toundra	Taïga	Global	Toundra	Taïga	Global	Toundra	Taïga
% moyen de lacs	6,8%	8,5%	4,4%	5,6%	7%	3,2%	9,1%	11%	7%

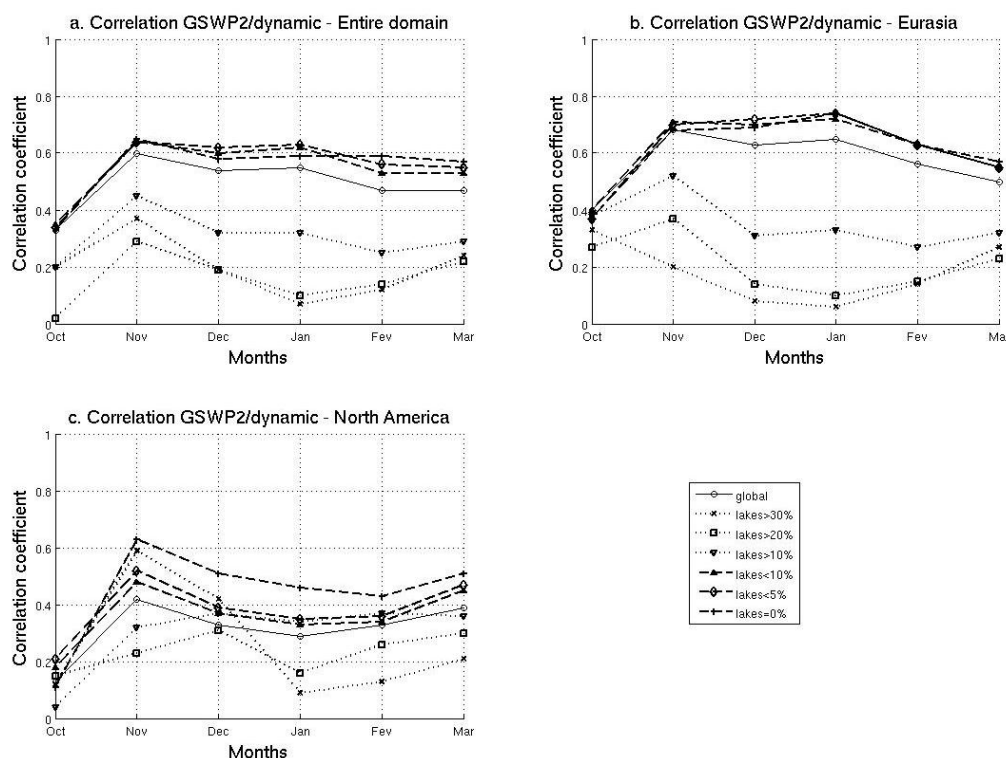


Figure 12. Coefficients de corrélation entre GSWP2 et l'algorithme dynamique sur les régions avec plus de 30%, 20%, 10% de lacs et sur les régions avec moins de 10%, 5% et 0% de lacs, pour l'ensemble du domaine d'étude, (a.), l'Eurasie (b.) et l'Amérique du Nord (c.).

1.2.5. Conclusions et perspectives de l'étude

Une estimation de la hauteur de neige sur les surfaces continentales ayant une latitude supérieure à 50°N (Groenland exclu) a été dérivée des mesures SSM/I en utilisant un algorithme statique et un algorithme dynamique qui prend en compte la variabilité spatio-temporelle de la taille des grains de neige. Les hauteurs de neige obtenues en utilisant l'algorithme statique, qui est le plus couramment utilisé et qui ne prend pas en compte la variabilité des grains de neige, sont mal localisées géographiquement et corrélaient mieux avec la température de l'air (coefficient de corrélation de -0,77 en janvier) qu'avec le champ de hauteur de neige de GSWP2 (coefficient de corrélation de -0,03 en janvier). L'algorithme dynamique quant à lui estime correctement la localisation des maximums de neige et corréla de façon satisfaisante avec GSWP2 (le coefficient de corrélation étant de 0,52 en janvier, ce qui est plutôt bon quand on sait qu'il y a une grande variabilité de la hauteur de neige dans un pixel de 25x25 km², notamment à cause de l'effet du vent et de la topographie). Ceci confirme donc l'hypothèse que l'un des facteurs dominant les émissions micro-onde du manteau neigeux est la taille des grains de neige, qui est déterminée par le gradient thermique vertical dans le manteau neigeux.

Cette étude a aussi permis de montrer que l'algorithme dynamique se comporte de façon différente en Eurasie et en Amérique du Nord. En effet, en Eurasie l'algorithme dynamique corréla mieux avec GSWP2 qu'en Amérique du Nord. Ceci pourrait s'expliquer, du moins en partie, par la différence de densité de lacs, qui est deux fois plus importante en Amérique du Nord qu'en Eurasie.

Après cette phase de validation, les sorties de l'algorithme dynamique peuvent être utilisées pour étudier la variabilité interannuelle du volume de neige et permettre de mieux comprendre le cycle hydrologique aux hautes latitudes, notamment l'influence de la neige sur le niveau de la mer. C'est l'objectif de la section 3.2.



A satellite snow depth multi-year average derived from SSM/I for the high latitude regions

Sylvain Biancamaria^{a,*}, Nelly M. Mognard^a, Aaron Boone^b,
Manuela Grippa^c, Edward G. Josberger^d

^a Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), CNES/CNRS/IRD/UPS, 14 Av. E. Belin, 31400 Toulouse, France

^b GAME/CNRM, Météo-France, CNRS, 42 Av. G. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France

^c Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO), CNES/CNRS/IRD/UPS, 18 Av. E. Belin, 31400 Toulouse, France

^d United States Geological Survey (USGS), 934 Broadway, Tacoma, WA 98042, USA

Received 13 July 2007; received in revised form 26 November 2007; accepted 1 December 2007

Abstract

The hydrological cycle for high latitude regions is inherently linked with the seasonal snowpack. Thus, accurately monitoring the snow depth and the associated aerial coverage are critical issues for monitoring the global climate system. Passive microwave satellite measurements provide an optimal means to monitor the snowpack over the arctic region. While the temporal evolution of snow extent can be observed globally from microwave radiometers, the determination of the corresponding snow depth is more difficult. A dynamic algorithm that accounts for the dependence of the microwave scattering on the snow grain size has been developed to estimate snow depth from Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) brightness temperatures and was validated over the U.S. Great Plains and Western Siberia.

The purpose of this study is to assess the dynamic algorithm performance over the entire high latitude (land) region by computing a snow depth multi-year field for the time period 1987–1995. This multi-year average is compared to the Global Soil Wetness Project-Phase2 (GSWP2) snow depth computed from several state-of-the-art land surface schemes and averaged over the same time period. The multi-year average obtained by the dynamic algorithm is in good agreement with the GSWP2 snow depth field (the correlation coefficient for January is 0.55). The static algorithm, which assumes a constant snow grain size in space and time does not correlate with the GSWP2 snow depth field (the correlation coefficient with GSWP2 data for January is -0.03), but exhibits a very high anti-correlation with the NCEP average January air temperature field (correlation coefficient -0.77), the deepest satellite snow pack being located in the coldest regions, where the snow grain size may be significantly larger than the average value used in the static algorithm. The dynamic algorithm performs better over Eurasia (with a correlation coefficient with GSWP2 snow depth equal to 0.65) than over North America (where the correlation coefficient decreases to 0.29).

© 2007 Elsevier Inc. All rights reserved.

Keywords: SSM/I; GSWP2; Snow depth; High latitude regions; Tundra; Taiga; Lakes

1. Introduction

Several studies have shown the importance of taking into account the large spatial scale snowpack evolution in order to better understand arctic river discharge regimes (Cao et al., 2002; Rango, 1997; Rawlins et al., 2006). As these rivers supply fresh water to the Arctic Ocean, a modification in their discharge, induced by a change in snow fall, could lead to a modification in the thermohaline circulation. Moreover, the

snowpack is an important component of the climate system and its depletion may increase global warming through feedback processes (Hall, 2004). Therefore, the monitoring of the snow depth and its extent is a key issue to understand the hydrological cycle and its relation to climate change at high latitudes.

Over high latitude regions, in-situ measurements are very sparse and do not allow the accurate estimation of the global snowpack. Passive microwave satellite sensors are well suited for this purpose as they are sensitive to both snow extent and snow depth. Yet, snow depth retrieval from SSM/I brightness temperature is difficult because snow emissivity is also sensitive to the snow grain size (Tsang et al., 2000) which is highly

* Corresponding author.

E-mail address: sylvain.biancamaria@legos.obs-mip.fr (S. Biancamaria).

variable and depends on the bulk temperature gradient through the snowpack (Sturn and Benson, 1997). In order to take into account the variability of the snow grain size, a snow depth dynamic retrieval algorithm has been developed and validated over the Northern Great Plains (Josberger and Mognard, 2002; Mognard and Josberger, 2002) and over West Siberia (Boone et al., 2006; Grippa et al., 2004, 2005a).

The main objective of this study is to validate the dynamic algorithm over the entire high latitude regions, by comparing the satellite snow depth multi-year average from 1987 to 1995 to the snow depth multi-year average over the same time period from a land surface scheme (LSS) reanalysis product obtained from the Global Soil Wetness Project Phase 2 (GSWP2). GSWP2 drives several state-of-the-art LSS using the best quality atmospheric and land surface databases, and long-term monitoring sites to produce global land surface fluxes and state variables (Dirmeyer et al., 2006), such as snow depth (SD) and snow water equivalent (SWE). Hence, it is analogous to the NCEP atmospheric reanalysis program. For this snow study, the SD obtained from the static retrieval algorithm developed by Chang et al. (1987) (which assumes a spatially and temporally constant snow grain size) is compared to the SD from the dynamic algorithm.

2. Study area and datasets

This section describes the input satellite data used by the snow depth retrieval algorithms, the ancillary input data, the snow depth multi-year average used to validate the satellite retrieval algorithms and the main study area characteristics. The vegetation and lake classifications used for a more detailed validation are also presented herein. The time period of this study extends from October 1987 to September 1995, which is the common time period for both SSM/I and GSWP2 datasets.

2.1. Study area

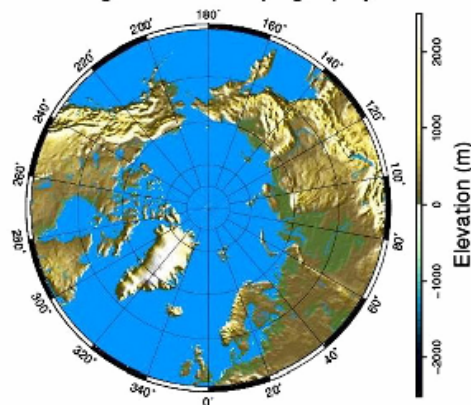
The study area corresponds to the high latitude regions with latitudes higher than 50° North. Fig. 1a shows a topographic map of this region. The main vegetation zones consist of steppe and agricultural areas at lower latitudes, taiga and tundra at higher latitudes (Fig. 1b). In addition, there are a large number of lakes in the study domain, especially in North America (Fig. 1c), which provides an additional factor of diversity in the surface emissivities.

2.2. SSM/I data

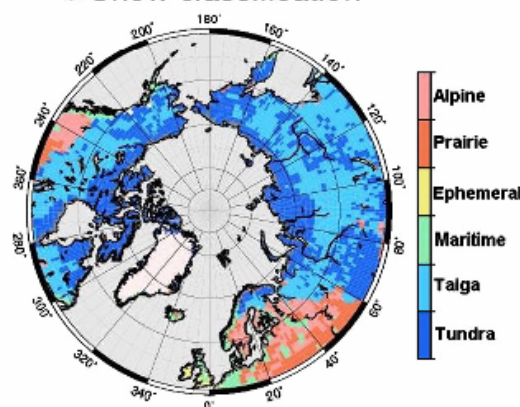
The Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) measures the earth emissivity in seven microwave frequencies with horizontally and vertically polarized channels at 19.35, 37 and 85.5 GHz and a vertically polarized channel at 22.235 GHz. Since July, 1987, this instrument has been operating on board the operational Defense Meteorological Satellite Program satellite series (DMSP F-8, F-11 and F-13 platforms). For these frequencies Chang et al. (1987), showed that the 37 GHz channel is the channel suitable to study the snowpack when

combined with the 19 GHz channel, which reduces the effects of ground temperature and atmospheric perturbations on changes in brightness temperatures. Both the static and the

a. High latitude topography



b. Snow classification



c. Lakes

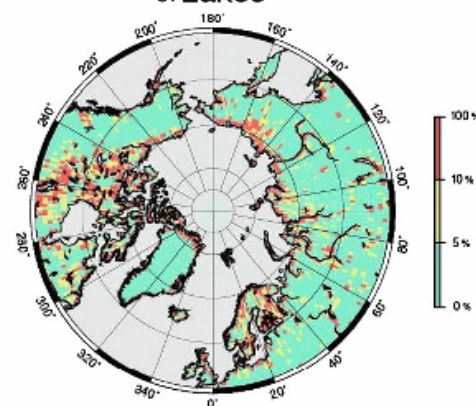


Fig. 1. Maps of different parameters characterizing the high latitude regions: topography from NGDC 5 min Digital Elevation Model (a), snow classification from Liston and Sturn (1998) (b) and percentage of lakes from IGBP (c).

dynamic algorithms employ the spectral gradient, which is defined here as the difference between the horizontally polarized 19 and 37 GHz channels.

Daily SSM/I data have been provided by the National Snow and Ice Data Center (NSIDC), mapped to the Equal Area SSM/I Earth Grid (EASE-Grid) with a $25 \times 25 \text{ km}^2$ resolution (Armstrong et al., 1994). To minimize the spatial gaps resulting from the swath width, the daily data were averaged over pentads (5-days periods).

2.3. Ancillary input data for the dynamic algorithm

For cold snowpacks, the snow grain size growth is primarily driven by the temperature gradient through the snowpack. In the dynamic algorithm, this gradient represents the difference between the atmosphere/snow interface (referred to herein as “air”) and the ground/snow interface temperatures. For the air temperature, the National Center for Environmental Prediction (NCEP) global reanalysis has been used, available from the Joint Institute for the Study of Atmosphere and Ocean (JISAO) (Kalnay et al., 1996). The NCEP air temperatures have been interpolated to the EASE-Grid and averaged into pentads.

To estimate the temperature at the base of the snowpack, the ground temperature simulated by the Interaction between the Soil–Biosphere–Atmosphere (ISBA) LSS is used. ISBA (Noilhan and Mahfouf, 1996) is a state-of-the-art LSS which has been developed at Météo-France. Boone et al. (2006) explain in details how ISBA has been run to obtain the soil temperature. Briefly, ISBA has been used with the explicit soil diffusion option (Boone et al., 2000) with a six-layer soil configuration with the highest vertical resolution at the surface. The uppermost soil temperature (centred at 0.015 m) is assumed to represent the temperature at the soil–snow interface (at $z=0$). This approximation has negligible impact, especially since monthly averages are used in this study. ISBA was forced with the GSWP2 database to produce the averaged pentad ground temperatures for a 13 years period (1982–1994) mapped into EASE-grid.

2.4. Evaluation data

The datasets used to validate or investigate the spatial behaviour of the retrieval algorithms, namely the GSWP2 snow depth and the land cover classification, are presented in this section.

2.4.1. GSWP2 snow depth

A crucial issue for remote sensing based algorithms is validation, particularly over the high latitude regions, where in situ observations are extremely sparse. Grippa et al. (2004) emphasized the difficulty in comparing local scale data to large scale averages. Indeed, point observations are of limited value when looking at data over the relatively large spatial scales considered herein. Chang et al. (2005) performed a geostatistical analysis of snow gauge data in the Northern Great Plains of the USA and estimated the snow depth error to be about 22 cm for one station on a $1^\circ \times 1^\circ$ grid cell. For this reason the retrieval

algorithm performance has been evaluated by comparing to the global model-based analysis snow depth product from the GSWP2 rather than to snow gauge data.

For this study, the GSWP2 snow depth fields represent an average of the snow depth output from five LSS: MOSES (from the U. K. Met. Office, Exeter, UK), NOAA (National Center for Environmental Prediction, Camp Springs, USA), NSIPP (NASA Goddard, Greenbelt, USA), SSIb (Center for Ocean Land Atmosphere studies, Calverton, USA) and SWAP (Institute of Water Problems, Moscow, Russia). This averaging was performed to reduce the influence of single LSS, which can be large at high latitudes (Schlosser et al., 2000). The input atmospheric forcing database used to drive the LSS is the NCEP–DOE reanalysis (Kanamitsu et al., 2002), which has been “hybridized” (corrected using observed and satellite based precipitation data). These five LSS have been run for the period from 1986 to 1995 and a monthly multi-year average for the same period as the SSM/I data (October 1987 to September 1995) has been derived with a spatial resolution of $1^\circ \times 1^\circ$. Fig. 2a presents the average GSWP2 January snow depth. To quantify the spread amongst the 5 LSS, the inter-model coefficient of variation (CV) was computed (quotient of the standard deviation of the 5 LSS by their mean). Fig. 2b shows that globally, for the regions with large snow depth ($SD > 30 \text{ cm}$), the scatter is low ($CV \sim 20\%$) while for regions with lower SD, the CV increases to 40%, especially east of the Lena river. The inter-model spread is globally low and the averaging (Fig. 2a) minimizes individual model biases.

Fig. 2c shows the USAF/ETAC snow depth climatology for January (Foster and Davy, 1988) which approximately represents a mean on a 30 year period ending in the 1980s. The manually edited snow depths were derived from many sources based on an extensive literature search. Fig. 2d shows the corresponding NCEP air January temperature field. Globally, the snow accumulation areas are the same for ETAC and GSWP2, except around 160°E , where ETAC shows a local maximum that is not present in GSWP2. The correlation coefficient between ETAC and GSWP2 is 0.53, the differences come from errors in snow depth field from GSWP2 (input errors, models errors, ...), errors in the ETAC climatology (few in-situ data, interpolation method, ...) and also from the differences in the time period considered in regions that have the strongest response to climate warming. The characteristic features of these snow depth fields are similar, even if GSWP2 snow depths are greater than ETAC. Even if this analysis cannot quantitatively address the accuracy of the GSWP2 data, it is worthwhile to remember that the GSWP2 models are run with the best atmospheric reanalysis, which takes into account in-situ measurements. Thus, GSWP2 products are an equivalent of a reanalysis and provide the best possible estimate of land surface variables, like snow depth. Furthermore, they cover the same time period as SSM/I data, unlike the USAF/ETAC snow depth fields.

Similar results (relatively low inter-model scatter and the good agreement with in-situ based snow depth climatology) have been found for the other winter months. That is why GSWP2 snow depth fields have been used to validate the retrieval algorithms.

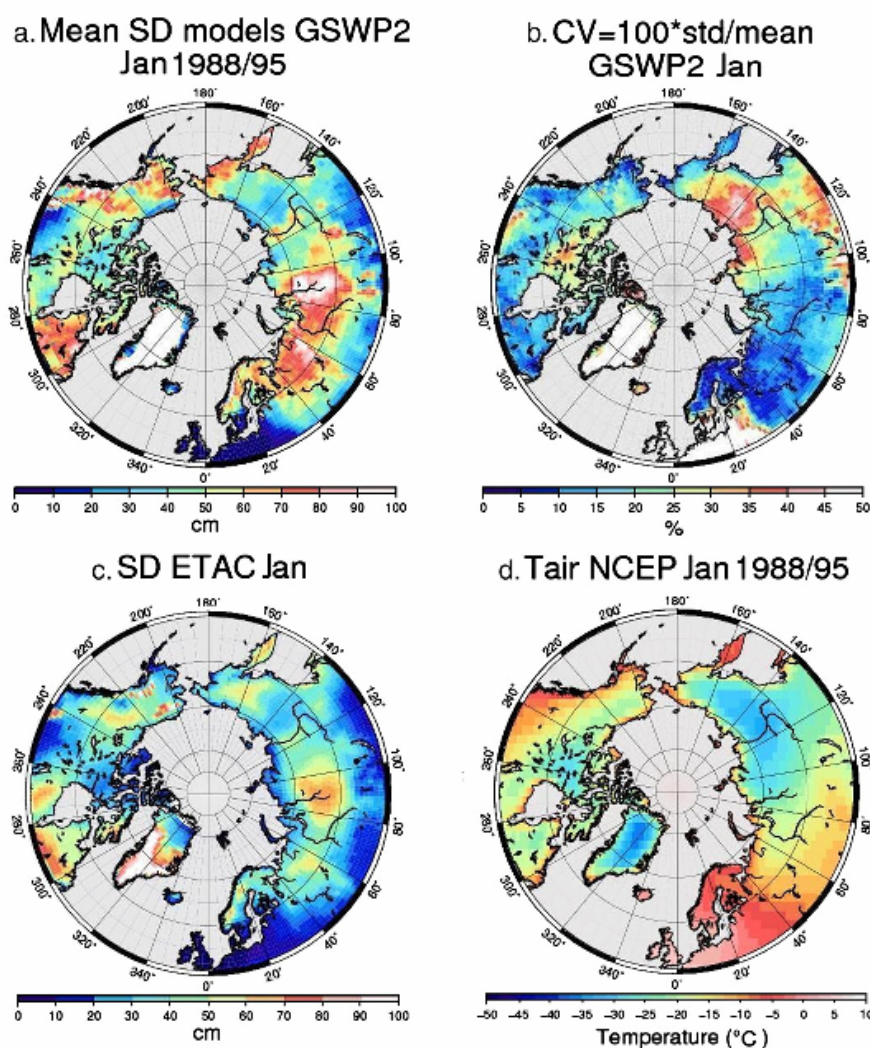


Fig. 2. GSWP2 snow depth inter-model mean in cm averaged from 1988 to 1995 (a), inter-model coefficient of variation (standard deviation/mean, b), snow depth mean from USAF/ETAC in cm (c) and NCEP air temperature in °C averaged from 1988 to 1995 (d), for January.

Since the GSWP2 models simulate the land surface state using a $1^\circ \times 1^\circ$ resolution, the snow depth over Alpine grid points represents values corresponding to an average elevation (mostly due to the spatially averaged air temperature). So, regions with high sub-grid ($1^\circ \times 1^\circ$) topographic variability will likely be the least reliable in terms of the snow product.

2.4.2. Land cover classification

Since vegetation cover affects brightness temperatures, the correlation between GSWP2 data and output from retrieval algorithms has been investigated over different vegetation areas. For the high latitude regions, the main vegetation classes are tundra and taiga. The classification used in this study is the snow classification from Sturm et al. (1995). The different classes, represented in Fig. 1b, are as follows: water, tundra

snow, taiga snow, maritime snow, ephemeral snow, prairie snow, alpine snow and ice, they have a spatial resolution of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ that has been resampled to a $1^\circ \times 1^\circ$ spatial resolution. Sturm et al. (1995) describes the tundra snow class as a thin, cold wind-blown snow area, usually found above or north of tree line, with a snow depth range from 10 to 75 cm and with a bulk density of 0.38 g cm^{-3} . The taiga snow class corresponds to a thin to moderately deep low-density cold snow cover found in cold climates in forests where wind, initial snow density, and average winter air temperatures are all low. The snow depth range from 30 to 120 cm and the bulk density is 0.26 g cm^{-3} . Over North America, tundra and taiga classes cover respectively 41% and 23% of the whole area, whereas over Eurasia tundra and taiga represent respectively 41% and 37% of the whole area.

To check the retrieval algorithms performance over areas with different percentages of lakes, data from the International Geosphere–Biosphere Program (IGBP) Earth surface classification (Belward et al., 1999) is used and mapped to the NSIDC EASE-Grid projection. The IGBP classification gives the percentage of lakes for each EASE-Grid pixel (Fig. 1c). The spatial distribution of lakes greatly differs between Eurasia and North America: according to IGBP, the areal extent covered with 10% of lakes or higher is much larger in North America than in Eurasia.

3. Methods

This section presents the algorithms used in the current study to retrieve snow depth from SSM/I data. The first algorithm (Section 3.1.) is a static algorithm developed by Chang et al. (1987), extensively used and referred to in the literature. The second algorithm is the dynamic algorithm described in Section 3.2. The third algorithm, presented in Section 3.3., is called the extended dynamic algorithm and computes the snow depth in regions where the dynamic algorithm cannot be applied due to the low temporal variations of the brightness temperature.

3.1. Static algorithm

The static algorithm developed by Chang et al. (1987), to retrieve snow depth from SSM/I data is given by the following equation:

$$SD = a \cdot SG = a \cdot (T_{b19H} - T_{b37H}) \quad (1)$$

where SD corresponds to the snow depth (in cm), $a = 1.59$ cm/K, SG is the spectral gradient and T_{bxxH} is the SSM/I brightness temperature at a frequency of x GHz for horizontal polarization. The value of the a coefficient given above corresponds to a snow grain size (i.e. radius) of 0.3 mm. This algorithm has been widely used for the last two decades to retrieve snow depth at continental to hemispheric scales (Chang et al., 1990), for climate studies (Bamzai and Shukla, 1999; Wulder et al., 2007), global snow depth monitoring studies (Foster et al., 1997), and to assimilate into land surface models (Dong et al., 2007).

Kelly and Chang (2003) computed global maps of spatially varying coefficients a , obtained by re-calibrating the static algorithm using meteorological station data that are not time dependent. Foster et al. (2005) derived an alternate algorithm that made systematic error adjustments based on environmental factors including forest cover and snow morphology. Actually, they defined, for each snow class from Sturm et al. (1995), a correction parameter which changes each month. Nonetheless, this coefficient does not have interannual variability and within a class the snow grain size is supposed to be homogeneous. These algorithms, based on the Chang et al. (1987) initial formulation, allow spatially and even temporally varying coefficients but do not take into account the interannual snow crystal temporal evolution for each grid cells as do the dynamic and extended algorithms.

3.2. Dynamic algorithm

The dynamic algorithm (Josberger and Mognard, 2002; Mognard and Josberger, 2002) used in this study takes into account the internal snowpack properties, in particular the snow grain size temporal and spatial variability. The Thermal Gradient Index (TGI) represents the effect of the bulk temperature gradient through the snowpack and is a proxy for snow grain growth:

$$TGI = \int \frac{T_g - T_a}{D(t)} \quad (2)$$

where T_g is the ground temperature (K) at the interface between the ground and the snow and T_a is the air temperature (K) as defined in Section 2.3. Josberger and Mognard (2002) showed, using numerous in situ snow depth measurements in the Northern Great Plains of the USA, that a linear relationship exists between the spectral gradient SG and TGI:

$$SG = \alpha TGI + \beta. \quad (3)$$

Given the definition of TGI (Eq. (2)) and by differentiating the above equation, snow depth can be calculated as follows:

$$SD = \frac{\alpha(T_g - T_a)}{dSG/dt}. \quad (4)$$

Grippa et al. (2004) used the snow depth USAF/ETAC multi-year average (Foster and Davy, 1988) to determine the slope of the linear relation between SG and TGI, α , which has been set to a temporally and spatially constant value equal to 3.5. Yet, ETAC climatology, which ends in the 1980s, captures a snow cover regime quite different from the studied time period. Therefore, the amplitude of the retrieved snow depth fields might be biased compared to GSWP2. Subsequently, this issue can be solved.

In Eq. (4), the snow depth can only be computed when the spectral gradient dSG/dt is changing in time, i.e. when the snow grain size and/or depth is evolving at an appreciable rate. This happens early in winter season when a thin snowpack combined with cold air temperatures generates rapid crystal growth. Therefore snow depth is calculated using Eq. (4) at the beginning of the snow season and when dSG/dt decreases below a certain threshold (in this study 1 K/pentad, for more details see Grippa et al., 2004), the static algorithm is used (after the snowpack has been established), with the a coefficient (Eq. (1)) calculated to match the last snow depth estimate from the dynamic algorithm for each pixel. A spatially varying coefficient is then determined for each pixel from the snow depth value at the time of the transition between dynamic and static algorithm (the transition is usually reached in February depending on the location and the climatic conditions). Note that this spatially dependent coefficient differs from one winter year to the next. This combination of snow depths retrieved using Eq. (4) and the static algorithm, Eq. (1), presented above will be hereafter referred to as the dynamic algorithm.

3.3. Extended dynamic algorithm

Over some areas, snow depth cannot be computed because the spectral gradient does not change much in time throughout the entire snow season (dSG/dt is always below the threshold of 1 K/pentad). For these locations the spatially varying Chang algorithm is used with the a coefficient calculated as follows:

$$a = \frac{SD_{ETAC}(\text{January})}{(T_{b19H} - T_{b37H})(\text{January})} \quad (5)$$

where $SD_{ETAC}(\text{January})$ is the January snow depth from the ETAC multi-year average and $(T_{b19H} - T_{b37H})(\text{January})$ is the average spectral gradient for January. This method allows the a coefficient to vary in space but not in time.

For the retrieval algorithms and the GSWP2 data, the monthly snow depth multi-year average was constructed by averaging the monthly fields from October 1987 to September 1995. To compare with the GSWP2 snow depth, the SSM/I-based multi-year averages have been mapped to a $1^\circ \times 1^\circ$ resolution grid using a polar cylindrical equidistant map projection. Finally, note that Greenland was not taken into account in the results presented herein (as it poses specific problems related to both the LSSs and the retrieval algorithms).

4. Results

4.1. Global validation

The GSWP2 January snow depth multi-year average is shown Fig. 3a, and the corresponding SSM/I derived January

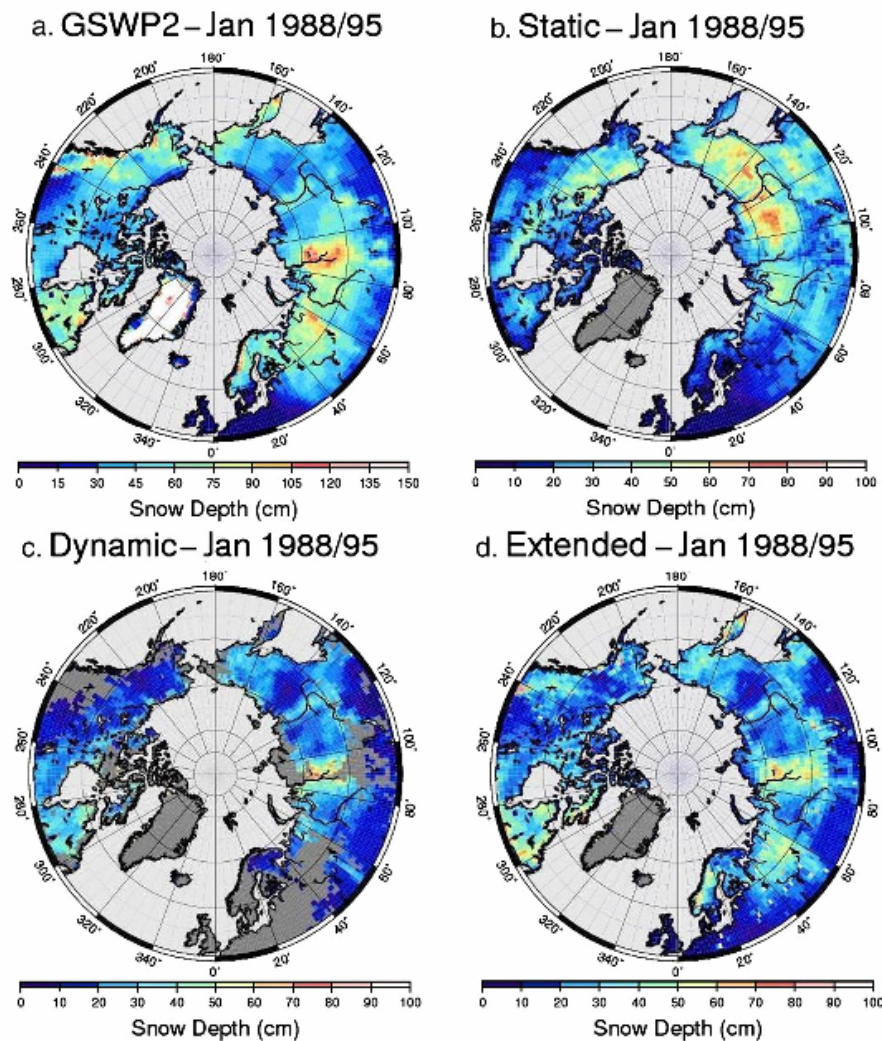


Fig. 3. Snow depth (cm) multi-year average for January (1988/1995) from GSWP2 (a), static algorithm (b), dynamic algorithm (c) and extended dynamic algorithm (d).

snow depth multi-year averages from the three retrieval algorithms are shown in Fig. 3b, c and d. The three algorithms tend to underestimate snow depth compared to GSWP2 (colour scales are not the same in Fig. 3a and Fig. 3b, c, d). Some of the discrepancy between GSWP2 and the SSM/I estimates could be removed by tuning the a coefficient for the static algorithm (Eq. (1)) and the α coefficient for the dynamic algorithm (Eq. (4)). However, this has not been done because the purpose of this study is to derive an average snowpack thickness using currently available algorithms.

In Eurasia, the static algorithm (Fig. 3b) accumulates snow over eastern Siberia (between 100°N and 180°N), whereas for GSWP2 and for the dynamic and extended algorithms (Fig. 3a, c, d) snow maxima are localized in western and central Siberia (west of the Ural Mountains and Yenisey river basin, in agreement with the location of maximum winter precipitation patterns). Over North America, the static algorithm accumulates snow along an east–west band located approximately at 60°N. The GSWP2 data also shows snow in this region, but the maximum snow accumulation is over the Rocky Mountains and the eastern part of Canada in agreement with the location of maximum winter precipitation patterns. The characteristic features of snow accumulation regions obtained with the dynamic and with the extended dynamic algorithms agree globally with GSWP2. Over Eurasia, the better performance of the dynamic algorithms over the static algorithm is particularly striking. Over North America, the results of the visual comparison are not as straightforward, but still the dynamic algorithm features are in better agreement with the GSWP2 field than the static algorithm. The regions of deepest snow pack obtained with the static algorithm correspond to the regions where the coldest winter air temperatures are recorded (Fig. 2d). The correlation coefficient between the January NCEP air temperature field (Fig. 2d) and the January static snow depth estimated field (Fig. 3b) is -0.77 , a much larger value than for any of the correlation coefficient obtained with the GSWP2 snow depth fields.

The dynamic algorithm (Fig. 3c) shows large regions where snow depth cannot be computed. Some of these regions correspond to mixed pixels along the coast line, to recurrent occurrence of water in the snow pixel (succession of melt events during winter season, especially west of the Ural Mountains), to topography effects (for the Rocky Mountains and the Urals), etc. For the period 1987/1995 snow depth cannot be computed using only the dynamic algorithm for almost 34% of the study domain, this issue is still under investigation. The extended algorithm (Fig. 3d), that includes a priori information from the ETAC snow multi-year average, shows accumulation in the Rocky Mountains, the Ural Mountains and in the eastern part of Alaska in agreement with GSWP2.

Monthly scatterplots, shown in Fig. 4, for the winter season from October to March, compare the GSWP2 snow depth estimates to the snow depths from both the static (first column) and the dynamic (second column) algorithms, only for the pixels over which the dynamic algorithm is applied. In this figure, each row corresponds to a winter month (from October 1987/1994 to March 1988/1995). For each scatterplot,

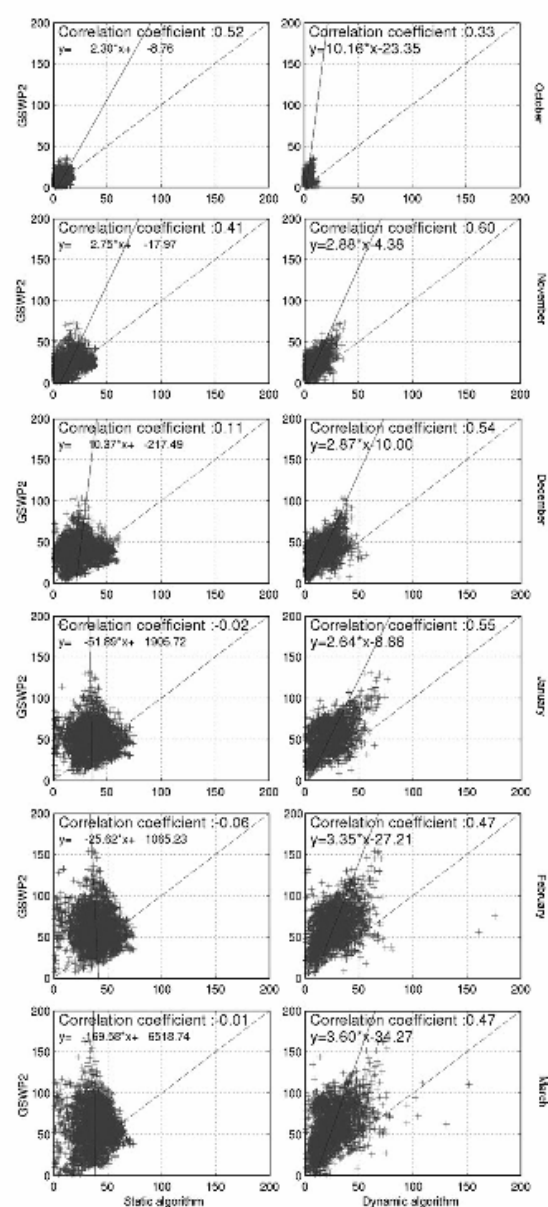


Fig. 4. Scatter plots GSWP2 versus the static (first column) and the dynamic algorithms (second column) with only the pixels over which the dynamic algorithm is applied. For all the plots the y-axis corresponds to GSWP2 snow depth (cm) and the x-axis corresponds to snow depth (cm) estimates using static or dynamic algorithm. Each row corresponds to a month (from October to March). The linear regression fits (solid lines, with its equation in the top left-hand corner of each plot), the correlation coefficients and the line $y=x$ (dashed lines) are also shown. Greenland has been eliminated.

the y-axis corresponds to snow depth from GSWP2 and the x-axis corresponds to a retrieval algorithm. The coefficients of correlation for the dynamic algorithm are of the same order of magnitude, and for November to February are better, than the correlation coefficient between the USAF/ETAC climatology

and GSWP2. After January, the correlation between dynamic algorithm and GSWP2 decreases slightly. Boone et al. (2006), link this decrease with two factors. First, ice layer formation, beginning of snow melt and reduction in snow grain size (arising from thermal gradients) impact the retrieval algorithms. Second, there is an increasing inter-model spread in time for GSWP2 snow depth multi-year average, because of increasing LSS differences during snow melt periods. Fig. 5 presents similar scatterplots, which correspond to GSWP2 snow depth (cm) versus the static (first column) and the extended dynamic (second column) algorithms for the whole high latitude regions (except Greenland). Apart from October, the dynamic and extended dynamic algorithms always have a better correlation coefficient with GSWP2 than the static algorithm, in agreement with the observations on the 2D plots (Fig. 3) in the preceding paragraph. There is no correlation between static algorithm and GSWP2 from December to March (correlation coefficient between 0.10 and –0.04). The poor performance of the dynamic algorithm in October can be explained by the high variability of the spectral gradient in the very beginning of the snow season, while the snowpack is not well established.

Fig. 5 shows that the plots GSWP2 versus extended algorithm have a larger amount of scattered points than the plots GSWP2 versus the dynamic algorithm. This could be explained by the fit of the spatially variable a coefficient in regions where the spectral gradient does not vary much in time.

Table 1 presents the correlation coefficients between GSWP2 and the three algorithms from October to March for the entire domain (latitude > 50°N), for Eurasia (latitude > 50°N and 0°E < longitude < 191°E) and for North America (latitude > 50°N and 191°E < longitude < 360°E). For each correlation coefficient, a p -value has been calculated to estimate the statistical significance of the correlation. For the dynamic and the extended dynamic algorithm all the correlation coefficients are highly significant (all the p -values are under 0.001, except for the dynamic algorithm in October over North America, where the p -value is 0.05, which is a low value still significant). High p -values are obtained for the static algorithm after December, these values correspond to correlation coefficients close to zero. The comparison between Eurasia and North America reveals that the dynamic retrieval methods perform better over Eurasia than over North America. For example the correlation coefficient between GSWP2 and the dynamic algorithm in January over Eurasia is 0.65, whereas it decreases to 0.29 over North America. In Canada, many investigators have evaluated the accuracy of SSM/I snow depth derived from an adjusted static algorithm tuned to the different land cover and obtained a good performance in the prairie and high latitude forest regions, but a poor performance in the high latitude tundra region (Derksen et al., 2003, 2004, 2005; De Seve et al., 1997).

4.2. Snow depth estimates over vegetation and lakes

To investigate the different behaviour of the SSM/I derived monthly snow depth over Eurasia and North America, the vegetation and lake classifications described in Section 2.4.2 have been used. Tundra and taiga, the two predominant vege-

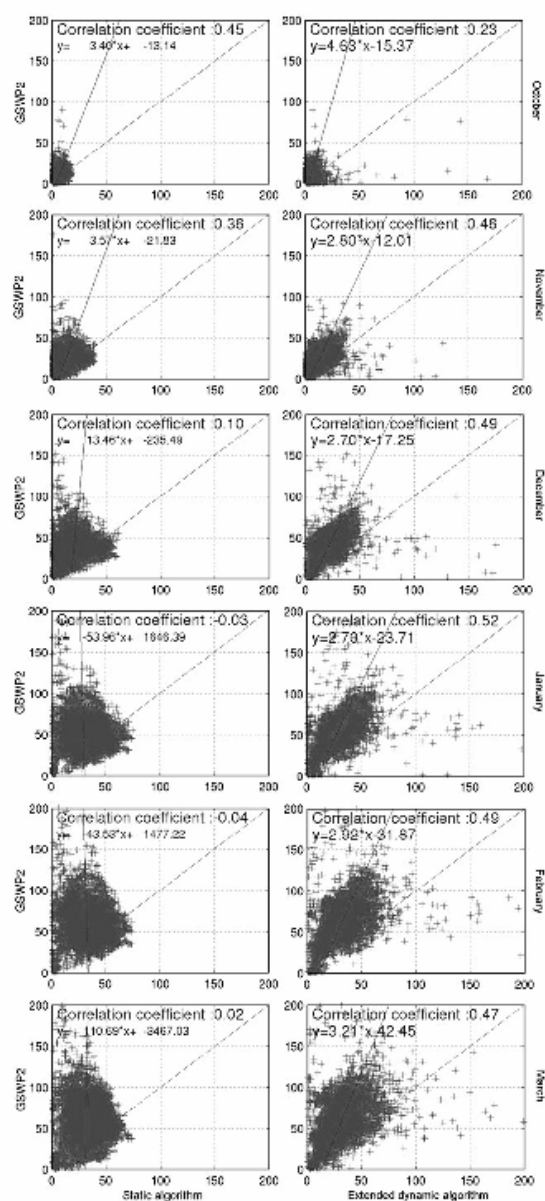


Fig. 5. Scatter plots GSWP2 snow depth (cm) versus the static (first column) and the extended dynamic algorithms (second column) snow depth (cm) for the whole high latitude regions (except Greenland). Each row corresponds to a month (from October to March). The linear regression fits (solid lines, with its equation in the top left-hand corner of each plot), the correlation coefficients and the line $y=x$ (dashed lines) are also shown.

tation types in the high latitude regions, as well as lake density modify brightness temperatures and therefore snow depth estimates (Duguay et al., 2005). Besides, GSWP2 models do not include lakes (only the land surface). So, in regions with high percentage of lakes, the differences between GSWP2 and SSM/I based algorithms data are expected to be quite significant. For the following analysis, only the snow estimates from the

Table 1

Correlation coefficients from October to March between the three algorithms and GSWP2, for three regions: the entire domain (latitude > 50°N), Eurasia (latitude > 50°N and 0°E < longitude < 191°E) and North America (latitude > 50°N and 191°E < longitude < 360°E)

		Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar
Entire domain	Static	0.45	0.38	0.10	−0.03 ($p=0.07$)	−0.04 ($p=0.01$)	0.02 ($p=0.26$)
	Dynamic	0.33	0.60	0.54	0.55	0.47	0.47
	Extended	0.23	0.48	0.49	0.52	0.49	0.47
Eurasia	Static	0.62	0.50	0.18	0.01 ($p=0.42$)	−0.04 ($p=0.01$)	−0.03 ($p=0.15$)
	Dynamic	0.40	0.68	0.63	0.65	0.56	0.50
	Extended	0.29	0.53	0.57	0.61	0.59	0.52
North America	Static	0.27	0.27	0.01 ($p=0.95$)	−0.11	−0.02 ($p=0.45$)	0.16
	Dynamic	0.13 ($p=0.05$)	0.42	0.33	0.29	0.33	0.39
	Extended	0.20	0.46	0.35	0.33	0.33	0.36

For each correlation coefficient, p -value has been calculated to estimate the statistical significance of the correlation. On this table, only the p -values above 0.001 are shown in brackets below the correlation coefficient (correlation coefficients with p -values under 0.001 are highly significant).

dynamic algorithm have been used (not to be biased by the a priori information included into the extended algorithm).

Microwave radiation at 37 GHz is absorbed by vegetation (Chang et al., 1996). Yet, Hallikainen et al. (1988) found that emissivities for forests in Finland at 37 and 18 GHz are very similar with values of 0.9 to 0.92. Thus, the difference between brightness temperature at 37 and 18 GHz might not be very sensitive to the boreal forest. The impact of vegetation on the brightness temperature could influence the snow depth retrieval

algorithm, but this impact is very difficult to predict (compared to the static algorithm).

Fig. 6 shows the correlation coefficients between GSWP2 and the dynamic algorithm versus time (October to March) for the entire domain, for Eurasia and for North America as a function of snow classification type. For the entire domain (Fig. 6a), the correlation is globally better over taiga, whereas over tundra it is very close (and a bit lower) to the correlation over the global area. For Eurasia (Fig. 6b), the correlation over

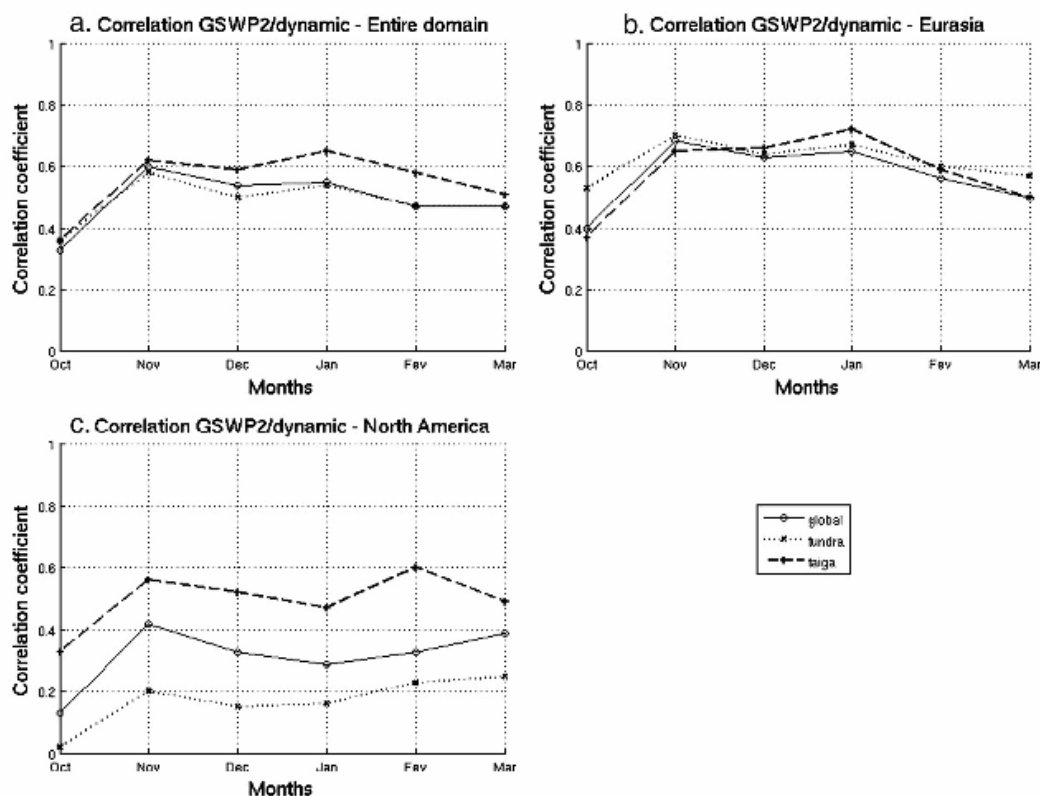


Fig. 6. Plots of correlation coefficients between GSWP2 and dynamic algorithm (y-axis) for each month from October to March (x-axis) for the entire domain (a), Eurasia (b) and North America (c). For each plot, correlations over the whole area (black solid line), over tundra (black dotted line) and over taiga (black dashed line) are shown. Classification between tundra and taiga comes from Liston and Sturm (1998) (Fig. 1b).

Table 2

Mean percentage of lakes for tundra, taiga and global area for the entire study domain, for Eurasia and for North America

	Entire domain			Eurasia			North America		
	Global	Tundra	Taiga	Global	Tundra	Taiga	Global	Tundra	Taiga
Mean % of lakes	6.8%	8.5%	4.4%	5.6%	7%	3.2%	9.1%	11%	7%

tundra and taiga is very similar. Thus, emissivity over Eurasia does not seem to be very sensitive to the distinction between tundra/taiga. For North America (Fig. 6c), the correlation is continuously higher over taiga than over tundra. This difference could be attributed to the relatively consistent distribution of snow properties in boreal forest, whereas, in the open tundra, snow depth could be highly variable and therefore very difficult to estimate because of wind redistribution (Derksen et al., 2005). So, we do observe a difference in the behaviour over tundra and taiga between the two continents: contrarily to Eurasia, North America seems to be significantly sensitive to vegetation type.

Emissivity from snow-covered lakes is different from terrestrial emissivity, yet the retrieval algorithms have been designed to work on land surfaces and do not take into account those differences. Indeed, contrarily to other land surfaces,

brightness temperature over lakes is higher at 37 than 19 GHz during both the ice-free and ice-covered periods (Duguay et al., 2005; Hall et al., 1981; Soko et al., 2003). The spectral gradient (difference between 19 and 37 GHz brightness temperature) will be smaller if there are lakes in the SSM/I pixel and can even be negative if the percentage of lakes is high enough. So both the static, dynamic and extended dynamic algorithms will be affected. Table 2 presents the mean percentage of lakes over the entire high latitude regions, over Eurasia, and over North America depending on the vegetation cover (tundra, taiga and the region as a whole). North America has almost twice as many lakes as Eurasia (mean percentage of lakes over North America is 9.1%, whereas it decreases to 5.6% over Eurasia) and for both continents the lake density is almost twice as dense in the tundra than in the taiga regions. The increased lake density could be responsible for the low correlation coefficients over North

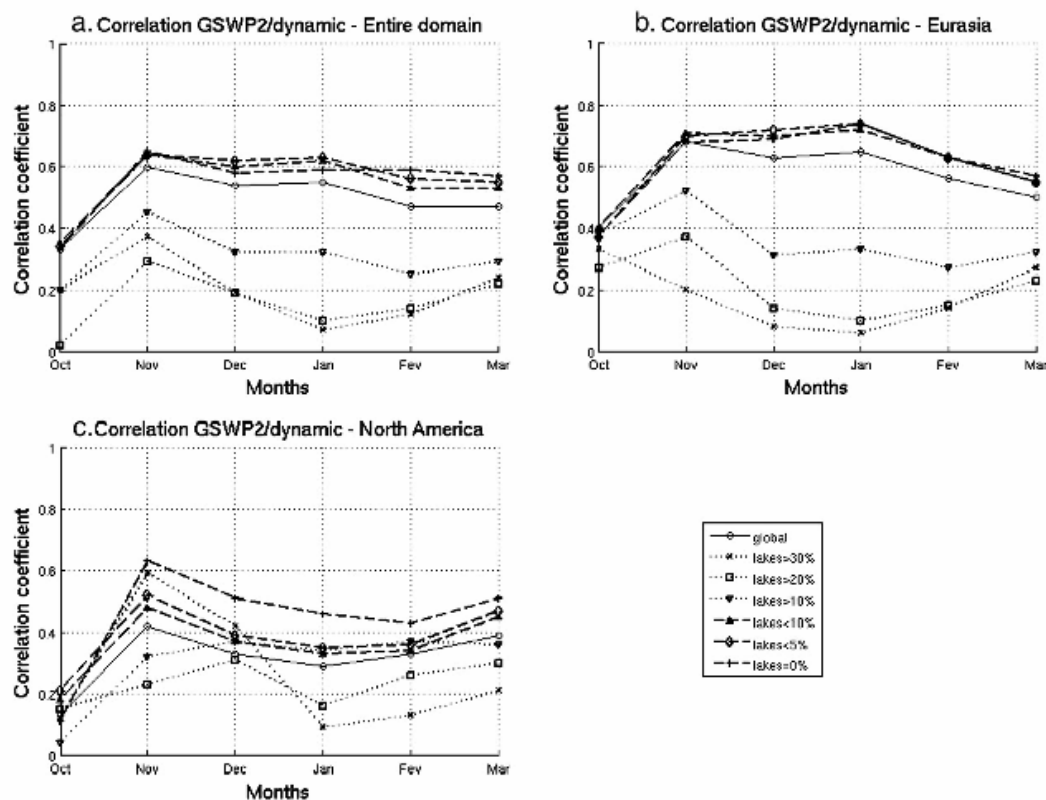


Fig. 7. Plots of correlation coefficients between GSWP2 and dynamic algorithm over regions with more than 30% (black dotted line with x markers), 20% (black dotted line with square markers), 10% (black dotted line with down triangle markers) of lakes and less than 10% (black dashed line with triangle markers), 5% (black dashed line with diamond markers) and 0% (black dashed line with + markers) of lakes and the whole area (black solid line) for the entire domain (a), Eurasia (b) and North America (c). The lake classification comes from IGBP (Fig. 1c).

America and may also explain the different behaviour over tundra and taiga between the two continents. Over North America the higher lake density may affect the microwave signal providing a significantly better snow depth retrieval in relatively lower lake density regions, the taiga region (mean lake density of 7%), than in the tundra (mean lake density of 11%), while over Eurasia the difference in lake density between tundra and taiga may be less relevant since it is in both cases lower than 7%. To better characterize the influence of lakes on the correlation between GSWP2 and the dynamic algorithm, the correlation coefficients have been plotted (Fig. 7) for different percentage of lakes (above 10%, 20%, 30% and below 10%, 5% and 0%) for the entire study domain (Fig. 7a), for Eurasia (Fig. 7b) and for North America (Fig. 7c). On this figure it appears clearly that correlation is better for lake sparse (less than 10%) than for lake rich (more than 30%) grid cells, except for November and December in North America.

5. Conclusion and perspectives

Global snow depth estimates over the Northern Hemisphere (above 50°N) have been derived from SSM/I data, using a static algorithm and a dynamic algorithm that takes into account the temporal and spatial variations of the snow grains size. The static algorithm, which is widely used, does not take into account the spatio-temporal variations of the snow pack and assumes a constant snow grain size. The snow depth fields estimated from the static algorithm do not correctly locate the regions of greater snow accumulation and do not significantly correlate to the GSWP2 snow depth fields (correlation coefficient -0.03 for January), but show a high degree of correlation with the NCEP air temperature fields (correlation coefficient -0.77 for January). The deepest satellite derived snow pack being located in regions with the lowest air temperatures. This justifies our hypothesis that one of the main driving factors for the microwave emissivity of the snow pack is the snow grain size determined by the thermal gradient in the snow pack. The dynamic algorithm correctly locates the regions of greater snow accumulation when compared to the GSWP2 output (correlation coefficient 0.55 for January, which can be considered good since there is much snow depth variability in a 25 by 25 km pixel due to wind effects, microscale topography).

Since the dynamic algorithm is restricted to regions where the spectral gradient varies with time, an extended dynamic algorithm has been derived that allows to compute a global 2D satellite snow depth field and fills in the gaps where the dynamic algorithm cannot be applied. This extended dynamic algorithm also correlates well with the GSWP2 snow depth over the whole high latitude regions (with a correlation coefficient of 0.52 in January).

A comparison of the monthly satellite-derived snow depth multi-year averages over Eurasia and North America yields different behaviors. Over Eurasia the correlation with the models is better than over North America. The differences between Eurasia and North America could be explained by the differences in lake density, which is in North America almost twice as high as in Eurasia.

If the characteristic features of the GSWP2 snow depth fields have been correctly reproduced with the satellite derived fields, the amplitude of the signal has to be fine-tuned. There is a constant underestimation of the amplitude of the satellite fields compared to the GSWP2 fields (Figs. 4 and 5), which could be overcome by calibrating the α coefficient (Eq. (4)). We did not re-calibrate any of the models because the goal of this study was to determine if characteristic features of the multi-year averaged global snow depth in the high latitude regions can be derived from passive microwave satellite measurements, if the spatio-temporal evolution of the snowpack is correctly taken into account.

In the future, the new satellite derived snow depth fields can be used to study the interannual snowpack variability and better understand the hydrological cycle in the high latitude regions. A study over a test region, the Ob river basin in Siberia, showed that the interannual snowpack variability over the entire basin was correlated to the Ob in situ discharge measurements at the Ob estuary (Grippa et al., 2005a). A correlation between the snowpack variability and the summer vegetation activity in Siberia has been found, that could be explained by the protection provided by the snowpack from the cold Siberian temperatures (Grippa et al., 2005b). We plan to extend these regional analyses to the whole high latitude regions. Moreover, climate studies of the snow pack in the high latitude regions can also be performed, since the satellite passive microwave data set is continuous since 1979.

Acknowledgements

We wish to thank two anonymous reviewers for their helpful comments and suggestions which significantly improved this paper. One of the authors (BS) is supported by a CNES/Noveltis grant.

References

- Armstrong, R. L., Knowles, K. W., Brodzik, M. J., & Hardman, M. A. (1994, updated 2003). DMSP SSM/I Pathfinder daily EASE-Grid brightness temperatures, 1987–1995. Boulder, CO, USA, National Snow and Ice Data Center (Digital media and CD-ROM).
- Bamzai, A. S., & Shukla, J. (1999). Relation between Eurasian snow cover, snow depth and the Indian summer monsoon: An observational study. *Journal of Climate*, 12, 3117–3132.
- Belward, A. S., Estes, J. E., & Kline, K. D. (1999). The IGBP-DIS 1-Km Land-Cover Data Set DISCover: A project overview. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 65(9), 1013–1020.
- Boone, A., Masson, V., Meyers, T., & Noilhan, J. (2000). The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil–vegetation–atmosphere transfer scheme. *Journal of Applied Meteorology*, 9, 1544–1569.
- Boone, A., Mognard, N., Decharme, B., Douville, H., Grippa, M., & Kerrigan, K. (2006). The impact of simulated soil temperatures on the estimation of snow depth over Siberia from SSM/I compared to a multi-model multi-year average. *Remote Sensing of Environment*, 101, 482–494.
- Cao, Z., Wang, M., Proctor, B., Strong, G., Stewart, R., Ritchie, H., et al. (2002). On the physical processes associated with the water budget and discharge over the Mackenzie basin during the 1994/95 water year. *Atmosphere-Ocean*, 40(2), 125–143.
- Chang, A. T. C., Foster, J. L., & Hall, D. K. (1987). Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters. *Annals of Glaciology*, 9, 39–44.
- Chang, A. T. C., Foster, J. L., & Hall, D. K. (1990). Satellite sensor estimates of Northern Hemisphere snow volume. *International Journal of Remote Sensing*, 11, 167–171.

- Chang, A. T. C., Foster, J. L., & Hall, D. K. (1996). Effects of forest on the snow parameters derived from microwave measurements during the BOREAS Winter Field Campaign. *Hydrological processes*, 10, 1565–1574.
- Chang, A. T. C., Kelly, R. E. J., Josberger, E. G., Armstrong, R. L., Foster, J. L., & Mognard, N. M. (2005). Analysis of ground-measured and passive-microwave-derived snow depth variations in midwinter across the Northern Great Plains. *Journal of Hydrometeorology*, 6, 20–33.
- Derksen, C., Brown, R., & Walker, A. (2004). Merging conventional (1915–1992) and passive microwave (1978–2002) estimates of snow extent and water equivalent over central North America. *Journal of Hydrometeorology*, 5(5), 850–861.
- Derksen, C., Walker, A., & Goodison, B. (2003). A comparison of 18 winter seasons of in situ and passive microwave derived snow water equivalent estimates in Western Canada. *Remote Sensing of Environment*, 88(3), 271–282.
- Derksen, C., Walker, A., & Goodison, B. (2005). Evaluation of passive microwave snow water equivalent retrievals across the boreal forest/tundra transition of western Canada. *Remote Sensing of Environment*, 96, 315–327.
- De Seve, D., Bernier, M., Fortin, J. P., & Walker, A. (1997). Preliminary analysis of snow microwave radiometry using the SSM/I passive-microwave data: The case of La Grande River watershed (Quebec). *Annals of Glaciology*, 25, 353–361.
- Dirmeyer, P. A., Gao, X., Zhao, M., Guo, Z., Oki, T., & Hanasaki, N. (2006). GSWP-2: Multimodel analysis and implications for our perception of the land surface. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87, 1381–1397.
- Dong, J., Walker, J. P., Houser, P. R., & Sun, C. (2007). Scanning multichannel microwave radiometer snow water equivalent assimilation. *Journal of Geophysical Research*, 112, D07108. doi:10.1029/2006JD007209
- Duguay, C., Green, J., Derksen, C., English, M., Rees, A., Sturm, M., et al. (2005). Preliminary assessment of the impact of lakes on passive microwave snow retrieval algorithms in the Arctic. 62nd eastern snow conference, Waterloo, ON, Canada.
- Foster, J. L., Chang, A. T. C., & Hall, D. K. (1997). Comparison of snow mass estimates from a prototype passive microwave snow algorithm, a revised algorithm and snow depth multi-year average. *Remote Sensing of Environment*, 62, 132–142.
- Foster, D. J., & Davy, R. D. (1988). *Global Snow Depth Multi-Year Average*, USAFETAC/TN-88/006. Illinois: Scott Air Force Base. 48 pp.
- Foster, J. L., Sun, C., Walker, J. P., Kelly, R. E. J., Chang, A. T. C., Dong, J., et al. (2005). Quantify the uncertainty in passive microwave snow water equivalent observations. *Remote Sensing of Environment*, 94(2), 187–203.
- Grippa, M., Kergoat, L., Le Toan, T., Mognard, N. M., Delbart, N., & L'Hermite, J. (2005). The impact of snow depth and snowmelt on the vegetation variability over central Siberia. *Geophysical Research Letters*, 32, L21412. doi:10.1029/2005GL024286
- Grippa, M., Mognard, N. M., & Le Toan, T. (2005). Comparison between the interannual variability of snow parameters derived from SSM/I and the Ob river discharge. *Remote Sensing of Environment*, 98, 35–44.
- Grippa, M., Mognard, N. M., Le Toan, T., & Josberger, E. G. (2004). Siberia snow depth multi-year average derived from SSM/I data using a combined dynamic and static algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 93, 30–41.
- Hall, A. (2004). The role of surface albedo feedback in climate. *Journal of Climate*, 17, 1150–1568.
- Hall, D., Foster, J., Chang, A. T. C., & Rango, A. (1981). Freshwater ice thickness observations using passive microwave sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing GE*, 19(4), 189–193.
- Hallikainen, M. T., Jolma, P. A., & Hyyppä, J. M. (1988). Satellite microwave radiometry of forest and surface types in Finland. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 26, 622–628.
- Josberger, E. G., & Mognard, N. M. (2002). A passive microwave snow depth algorithm with a proxy for snow metamorphism. *Hydrological Processes*, 16(8), 1557–1568.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., et al. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437–471.
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., & Yang, S. K. (2002). NCEP/DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 1631–1643.
- Kelly, R. E. J., & Chang, A. T. C. (2003, Mar 41). Development of a passive microwave global snow depth retrieval algorithm for Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) and Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS (AMSR-E) data. *Radio Science*, 38(4), 1–11.
- Liston, G. E., & Sturm, M. (1998). *Global Seasonal Snow Classification System*. Boulder, CO, USA: National Snow and Ice Data Center Digital media.
- Mognard, N. M., & Josberger, E. G. (2002). Northern Great Plains 1996/97 seasonal evolution of snowpack parameters from satellite passive-microwave measurements. *Annals of Glaciology*, 34, 15–23.
- Noilhan, J., & Mahfouf, J. F. (1996). The ISBA land surface parameterization scheme. *Global and Planet Change*, 13, 145–159.
- Rango, A. (1997). Response of aerial snow cover to climate change in a snowmelt-runoff model. *Annals of Glaciology*, 25, 232–236.
- Rawlins, M. A., Willmott, C. J., Shiklomanov, A., Linder, E., Frolking, S., Lammers, R. B., et al. (2006). Evaluation of trends in derived snowfall and rainfall across Eurasia and linkages with discharge to the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 33, L07403. doi:10.1029/2005GL025231
- Schlosser, C. A., Slater, A. G., Robock, A., Pitman, A. J., Vinnikov, K. Y., Henderson-Sellers, A., et al. (2000). Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia: PILPS phase 2(d). *Monthly Weather Review*, 128, 301–321.
- Soko, J., Pultz, T., & Walker, A. (2003). Passive and active airborne remote sensing of snow cover. *International Journal of Remote Sensing*, 24(24), 5327–5344.
- Sturm, M., & Benson, C. S. (1997). Vapor transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow. *Journal of Glaciology*, 43(143), 42–59.
- Sturm, M., Holmgren, J., & Liston, G. E. (1995). A seasonal snow cover classification system for local to regional applications. *Journal of Climate*, 8, 1261–1283.
- Tsang, L., Chen, C. T., Chang, A. T. C., Guo, J., & Ding, K. H. (2000). Dense media radiative transfer theory based on quasicrystalline approximation with application to passive microwave remote sensing of new snow. *Radio Science*, 35(3), 731–749.
- Wulder, M. A., Nelson, T. A., Derksen, C., & Seemann, D. (2007). Snow cover variability across central Canada (1978–2002) derived from satellite passive microwave data. *Climatic Change*, 82, 113–130. doi:10.1007/s10584-006-9148-9

1.3. Variabilité interannuelle du volume de neige

Après avoir validé l'algorithme utilisé pour extraire les hauteurs de neige à partir des données SSM/I, nous avons étudié les variations de volume calculées par l'algorithme dynamique. L'intérêt de données SSM/I est de permettre une étude sur de grandes périodes, notamment pour cette étude nous disposons de mesures allant d'octobre 1988 à septembre 2006, permettant de faire des études de tendance sur 18 ans.

1.3.1. Variabilité interannuelle et influence des indices climatiques

Comme pour l'étude précédente, le domaine d'étude correspond à toutes les surfaces continentales ayant une latitude supérieure à 50°N, le Groenland en étant exclu. Pour étudier la variabilité interannuelle du manteau neigeux calculée à l'aide de l'algorithme dynamique, le volume total (V_{snow}) et la superficie totale (A_{snow}) de neige pour tout le domaine d'étude ont été calculés pour chaque pentade d'après les équations **Eq. 6** et **Eq. 7**. La Figure 13 montre l'évolution temporelle du volume total de neige sur l'ensemble des surfaces continentales ayant une latitude supérieure à 50°N (Groenland exclu) obtenu avec l'équation

$$V_{snow}(pentade) = \sum_{pix=1}^{allpix} SD(pentade, pix) \cdot A_{pix} \quad \text{Eq. 6}$$

$$A_{snow}(pentade) = \sum_{SD>0} A_{pix} \quad \text{Eq. 7}$$

avec $SD(pentade, pix)$ la hauteur de neige pour la pentade considérée et le pixel pix , A_{pix} l'aire du pixel considéré ($A_{pix}=25 \times 25 \text{ km}^2$).

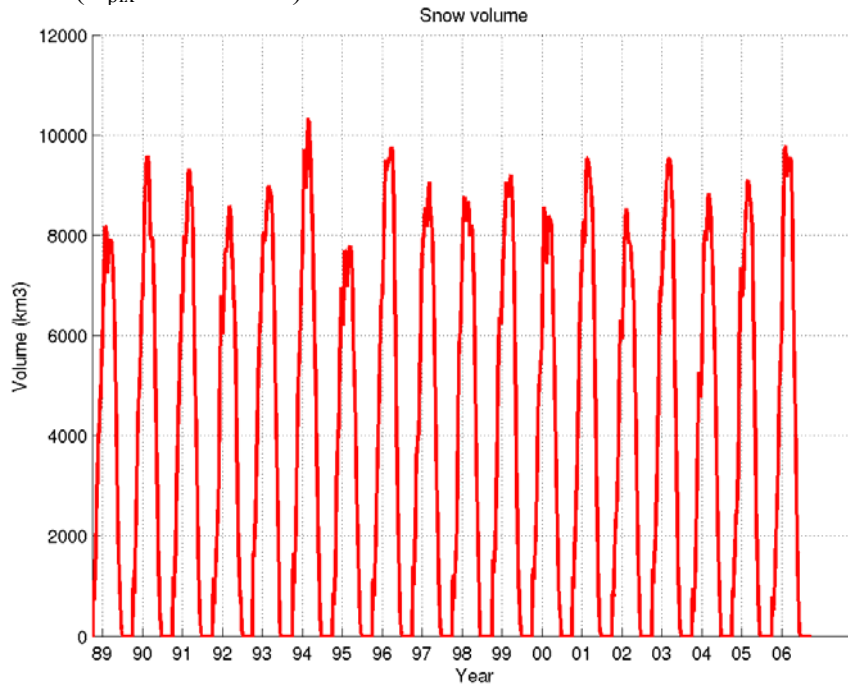


Figure 13. Volume (en km^3) total de neige pour chaque pentade entre octobre 1988 et septembre 2006, pour toutes les surfaces continentales ayant une latitude $>50^\circ\text{N}$ (Groenland exclu). Sur cette figure les années sont indiquées sur l'axe des abscisses pour la première pentade (vers le 5 janvier).

Pour mieux étudier le signal interannuel du volume de neige, le volume annuel moyen de neige a été calculé pour l'année hivernale (i.e. la moyenne annuelle pour l'année X correspond à la moyenne d'octobre de l'année X-1 à septembre de l'année X). La Figure 14 montre l'évolution du volume annuel moyen en fonction des années, ainsi que l'amplitude de sa transformée de Fourier. A l'échelle globale, la tendance sur les volumes de neige est très

faible (il y a une augmentation de $1,5 \pm 10,5 \text{ km}^3/\text{an}$) et le volume annuel moyen de neige a une forte périodicité comprise entre deux et trois ans.

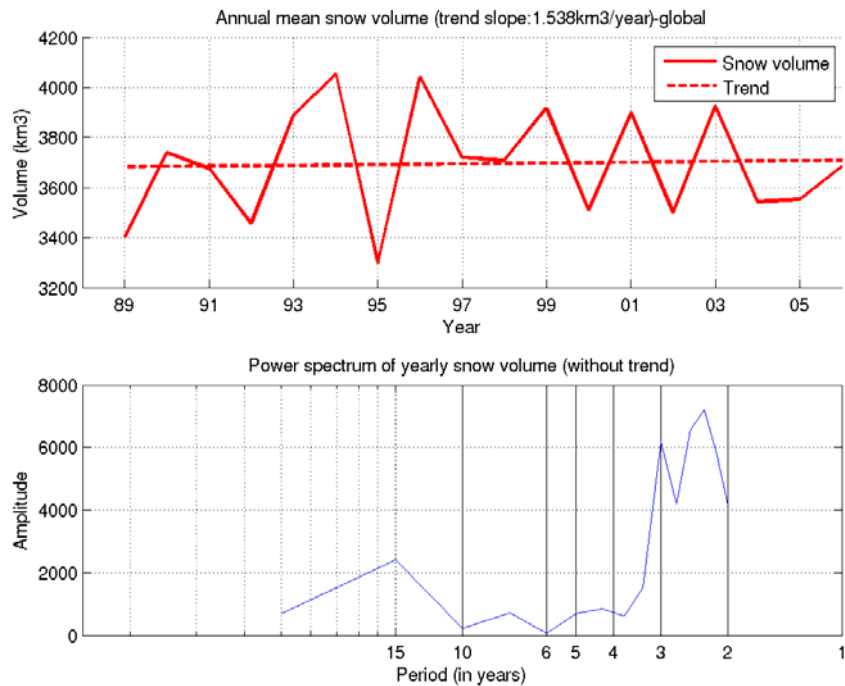


Figure 14. Volume de neige annuel et sa transformée de Fourier pour l'ensemble de la zone d'étude

Par contre si l'on considère le volume de neige annuel moyen séparément sur l'Amérique du Nord et sur l'Eurasie, on observe des tendances un peu plus prononcées et opposées sur la période 1989/2006 : l'Amérique du Nord connaît une tendance négative de $-9,7 \pm 3,8 \text{ km}^3/\text{an}$, tandis que la tendance sur l'Eurasie est positive et égale à $11,3 \pm 9,3 \text{ km}^3/\text{an}$ (Figure 15). Cette différence de comportement semble cohérente avec les études de Peterson et al. (2002) et Déry et Wood (2005), qui ont montré, respectivement, une augmentation du débit des fleuves arctiques en Eurasie et une réduction du débit des fleuves canadiens. Déry et Wood (2005) suggèrent que ces changements sont la cause d'une modification dans le régime des précipitations (au moins pour le Canada). Cependant, une étude récente de Déry et al. (2009) pourrait remettre en question ces conclusions. En effet, elle tend à montrer que même si sur la période 1964/2007 le débit total de 45 fleuves canadiens a une tendance négative (correspondant à une baisse de 4,3 % du débit annuel sur les 44 années), en réalité il y a eu une baisse de 10,9 % de la tendance sur la période 1964/1988, suivie d'une augmentation de 15,5 % pour la période 1989/2007 (qui correspond à notre période d'étude). Mais le débit annuel dépendant aussi des précipitations de pluie et de l'évaporation de l'eau sur l'ensemble des bassins, ces récents résultats ne sont pas forcément en contradiction avec les résultats présentés à la Figure 15, mais nécessiteront toutefois une étude plus approfondie dans le futur.

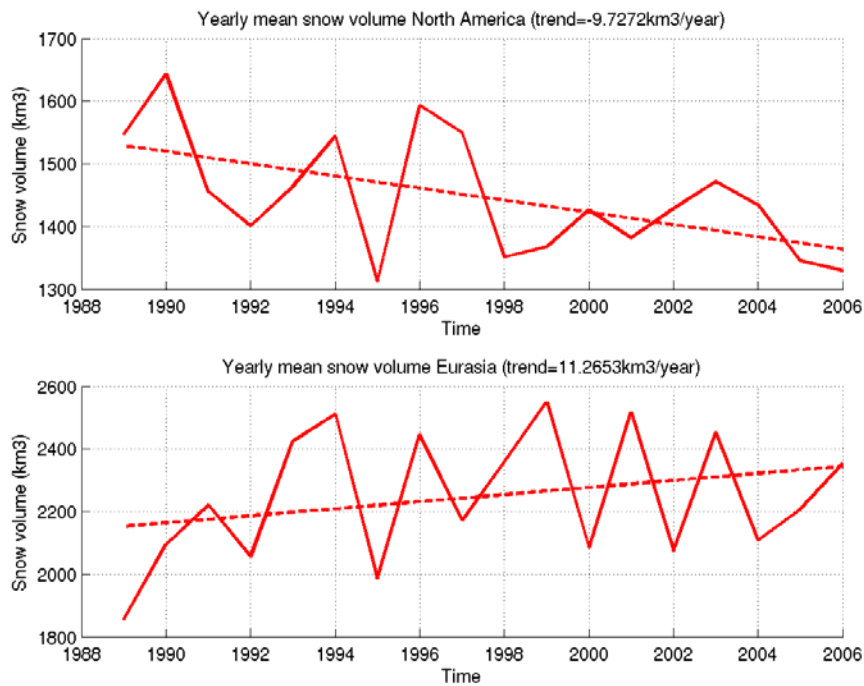


Figure 15. Volume de neige annuel moyen sur l'Amérique du Nord (graphique du haut) et l'Eurasie (graphique du bas)

Afin de mieux comprendre cette différence de comportement du volume de neige entre l'Eurasie et l'Amérique du Nord, j'ai calculé la tendance annuelle du volume de neige pour chaque pixel du domaine d'étude (Figure 16). On peut remarquer une tendance positive majoritairement en Eurasie à l'exception du bassin de la Yenisey (qui correspond tout de même au maximum de volume de neige). En Amérique du Nord, les tendances sont moins uniformes : elles sont légèrement positives en Alaska et sur les Rocheuses, mais nettement négatives en Amérique de l'Est.

Snow volume trend (1989/2006)

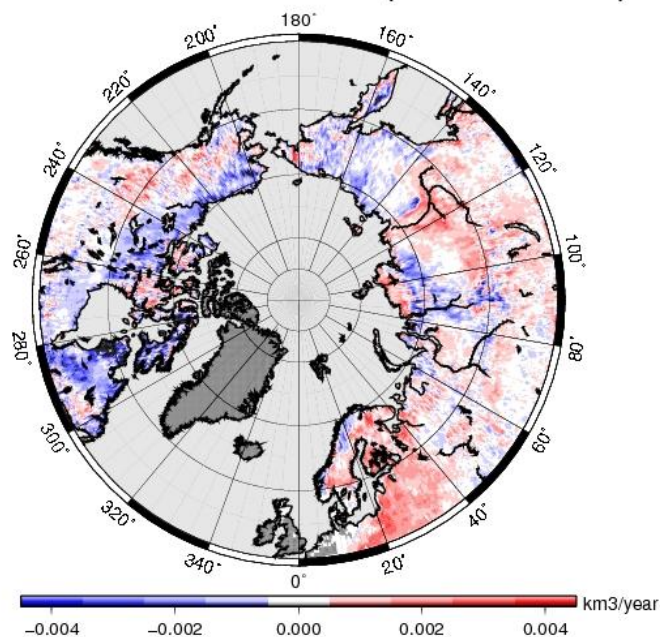


Figure 16. Tendance du volume annuel de neige moyen sur la période 1989/2006

Pour essayer de comprendre la différence de comportement du volume de neige annuel moyen sur l'Amérique du Nord et l'Eurasie et surtout la cause de la forte variabilité de ce volume de neige (entre 2 et 3 ans), il a été comparé à différents indices climatiques. Le Tableau 5 résume les différents indices climatiques utilisés et comment ils sont calculés. L'indice QBO a été téléchargé sur le site du Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (JISAO, http://jisao.washington.edu/data_sets/qbo/index.my_page.html), les autres indices ont été téléchargés sur le site de l'UNESCO (http://ioc3.unesco.org/oopc/state_of_the_ocean/atm). Tous les indices ont été moyennés sur la période hivernale janvier/février/mars.

Tableau 5. Index climatiques utilisés et leur définition

Indice	Calcul
AO (Arctic Oscillation)	Mode EOF dominant des anomalies de hauteur de l'isobare 1000 hPa mensuelle entre le pôle et 20°N.
NAO (North Atlantic Oscillation)	L'un des modes dominants obtenus en appliquant l'analyse en composantes principales rotatives à l'anomalie mensuelle moyenne de la hauteur à 500 mb entre 20°N et 90°N.
AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation)	Anomalie de température de surface de l'Atlantique Nord (au Nord de l'équateur).
PDO (Pacific Decadal Oscillation)	1 ^{er} mode EOF de la température mensuelle de surface du Pacifique Nord au-dessus de 20°N.
PNA (Pacific North American pattern)	Un autre mode dominant obtenu en appliquant l'analyse en composante principales rotatives à l'anomalie mensuelle moyenne de la hauteur à 500 mb entre 20°N et 90°N.
SOI (Southern Oscillation Index)	Différence de l'anomalie de pression de l'air au niveau de la mer entre Tahiti et Darwin.
QBO (Quasi-Biennial Oscillation)	Vent zonal (m/s) à 30hPa mesuré à Singapour (pour la période 1976/2001)

L'objectif de cette étude est d'estimer si le volume de neige annuel moyen de l'Amérique du Nord et de l'Eurasie peut être expliqué par l'un des indices ou par une combinaison linéaire de deux indices (i.e. du type $\alpha \cdot \text{indice1} + \beta \cdot \text{indice2}$). Les Tableau 6 et Tableau 7 présentent, pour l'Eurasie et l'Amérique du Nord respectivement, les coefficients de corrélation entre le volume de neige annuel moyen et la combinaison linéaire des indices indiqués dans la ligne et la colonne (par exemple le coefficient de corrélation entre le volume de neige sur l'Eurasie et la combinaison linéaire des indices AO et QBO, égal à 0,68, se trouve à la deuxième ligne et troisième colonne du Tableau 6). Les termes diagonaux de ces tableaux correspondent aux corrélations entre le volume de neige et l'indice en question (sans coefficient multiplicatif). Les corrélations ont été calculées sur la période 1989/2006, sauf pour l'indice QBO, dont la série temporelle s'arrête en 2001. Pour faire ces calculs de corrélation, la moyenne du volume de neige annuel moyen a été retirée. Enfin, les coefficients de la combinaison linéaire des indices sont ceux qui minimisent au sens des moindres carrés la distance avec la série temporelle des volumes de neige.

Pour l'Eurasie, la combinaison linéaire $\alpha \cdot \text{NAO} + \beta \cdot \text{QBO}$ permet d'avoir une meilleure corrélation avec le volume de neige (coefficient de corrélation de 0,72, Figure 17). L'indice NAO est assez proche de l'indice AO et représente une manifestation plus locale. D'ailleurs, la combinaison linéaire entre l'AO et la QBO corrèle aussi significativement avec le volume de neige annuel moyen (coefficient de corrélation de 0,68). Parmi les autres indices, la combinaison linéaire AMO/AO permet elle aussi d'obtenir un coefficient de corrélation de 0,68. Ainsi en Eurasie, l'AO/NAO jouerait un rôle prépondérant sur la neige, qui pourrait être

modulé par la QBO. La QBO correspond à un changement approximativement périodique dans la direction des vents zonaux dans la stratosphère, qui soufflent alternativement vers l'est ou vers l'ouest. Cette inversion du régime des vents affecte les courants de la zone équatoriale (entre 12° nord et 12° sud environ), et se produit chaque fois au terme d'une durée qui peut aller de 24 à 30 mois environ (Baldwin et al., 2001). Dery et al. (2005) ont trouvé que la moyenne annuelle de l'étendue de neige en Eurasie était aussi fortement anti-corrélée avec l'AO (moyenné sur la période décembre/janvier/février).

Pour l'Amérique du Nord, une combinaison linéaire des indices QBO et PNA permet d'obtenir une très bonne corrélation avec le volume de neige moyen (coefficient de corrélation de 0,84, Figure 18).

Tableau 6. Coefficient de corrélation entre le volume de neige annuel moyen en Eurasie et une combinaison linéaire d'indices climatiques

	AO	QBO	PDO	AMO	PNA	SOI	NAO
AO	-0,57	0,68	0,62	0,68	0,57	0,57	0,59
QBO		-0,26	0,47	0,33	0,38	0,28	0,72
PDO			0,49	0,51	0,50	0,56	0,62
AMO				0,04	0,31	0,06	0,69
PNA					0,30	0,35	0,58
SOI						0,04	0,58
NAO							-0,58

Tableau 7. Coefficient de corrélation entre le volume de neige annuel moyen en Amérique du Nord et une combinaison linéaire d'indices climatiques

	AO	QBO	PDO	AMO	PNA	SOI	NAO
AO	0,51	0,56	0,52	0,63	0,68	0,52	0,52
QBO		-0,15	0,29	0,59	0,84	0,22	0,41
PDO			-0,18	0,60	0,67	0,18	0,42
AMO				-0,59	0,75	0,60	0,60
PNA					-0,66	0,69	0,67
SOI						0,08	0,43
NAO							0,42

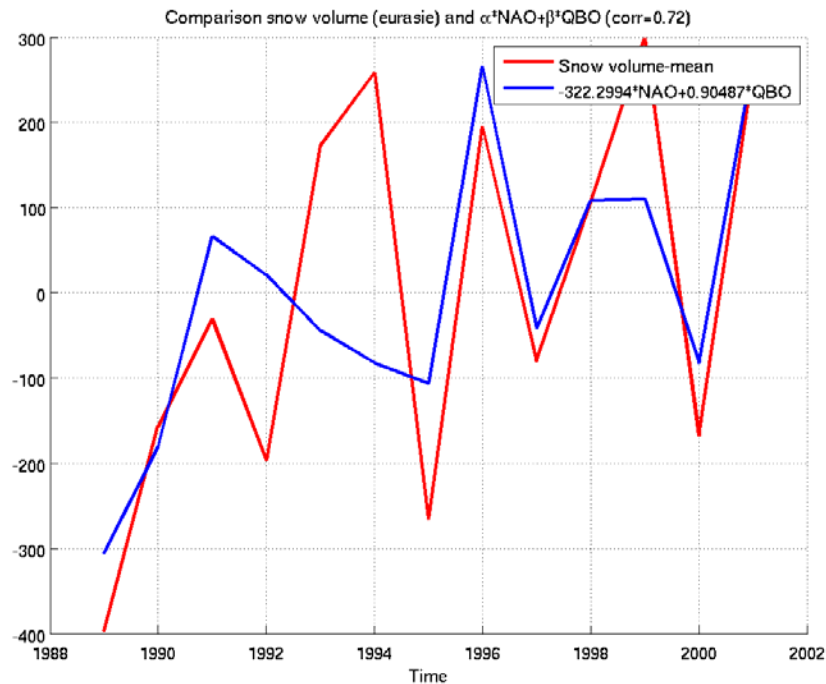


Figure 17. Comparaison entre le volume de neige annuel moyen (en km^3) sur l'Eurasie et une combinaison linéaire des indices NAO et QBO

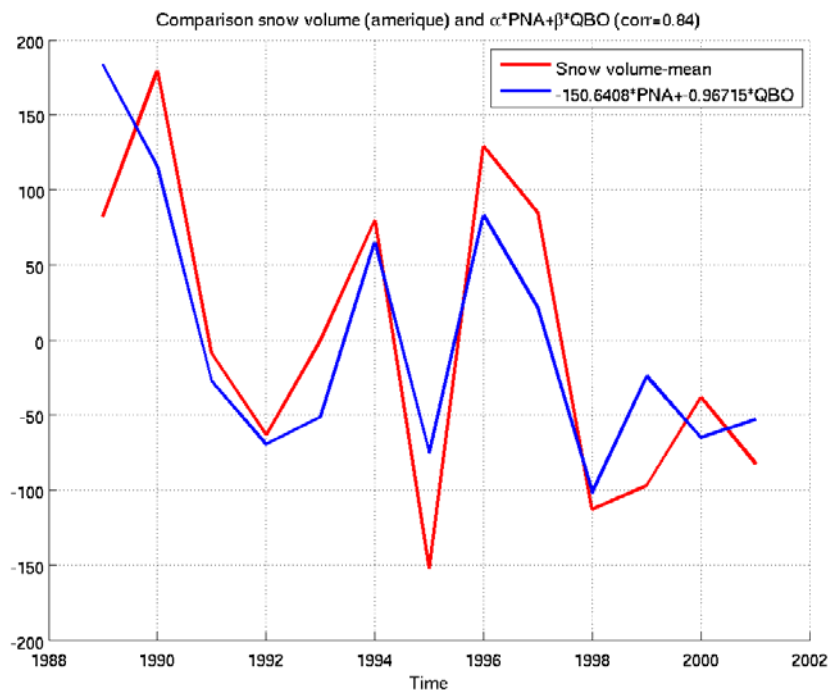


Figure 18. Comparaison entre le volume de neige annuel moyen (en km^3) sur l'Amérique du Nord et une combinaison linéaire des indices PNA et QBO

Une interprétation possible de ces résultats est la suivante. L'AO en phase positive correspond à une pression atmosphérique inférieure à la normale au pôle nord et supérieure à la normale aux moyennes latitudes (approximativement 45° Nord). Ceci entraîne des vents d'ouest très forts. Dans ce cas, en hiver, les températures au Québec, au Groenland, au Nord de l'Afrique et au Moyen Orient sont alors inférieures, et plus élevées en Europe et à l'ouest de U.S.A. Puis le temps est plus humide en Alaska, en l'Écosse et en la Scandinavie mais plus sec à l'ouest de l'U.S.A. et en méditerranée (d'après <http://la.climatologie.free.fr/ao/AO.htm>). Or les zones d'accumulation de la neige en hiver se font principalement à l'Est du Canada (où

il fait plus froid), à l'ouest de l'Oural et sur les bassins de la Lena et de la Yenisey (où il fait plus chaud). On peut donc penser qu'en période d'AO positive, le couvert neigeux sera moins important en Sibérie et sûrement plus important en Amérique du Nord (car la plus grosse zone d'accumulation se situe à l'Est du Canada). Par contre, en période d'AO négative, c'est l'inverse qui se produit. Ceci pourrait expliquer l'anticorrélation entre le volume de neige moyen en Eurasie et l'AO et la corrélation entre le volume de neige moyen en Amérique du Nord et l'AO. La Figure 19 présente la corrélation entre l'AO et la série temporelle du volume de neige moyen pour chaque pixel de la grille SSM/I sur laquelle a été estimée la hauteur de neige et qui semble confirmer ce que les moyennes spatiales sur l'Eurasie et sur l'Amérique du Nord ont montré.

Yearly corr btw SD (oct yy-1->sep yy) and AO index (JFM)

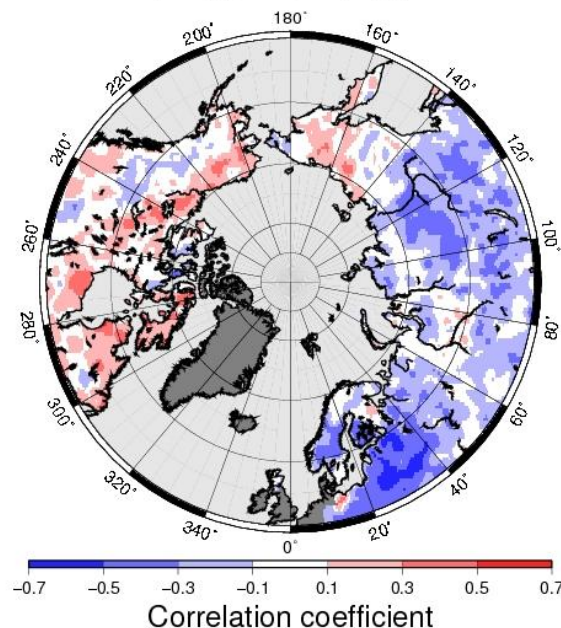


Figure 19. Carte de la corrélation entre l'AO et les hauteurs de neige estimées à partir des données SSM/I (sur la période 1988/2006)

Le fait que l'on ait une meilleure corrélation avec le NAO et le PNA pour l'Eurasie et l'Amérique du Nord respectivement, correspond au fait que ces indices sont sûrement mieux adaptés à des études régionales que l'AO, qui inclut tout un ensemble de mécanismes climatiques à l'échelle de l'ensemble des hautes latitudes.

L'AO est la résultante de l'interaction entre la troposphère et la stratosphère et dépend grandement du tourbillon polaire stratosphérique. Or même si la QBO décrit principalement la variabilité de l'état de la stratosphère à l'équateur, elle influence aussi la stratosphère aux pôles et donc le tourbillon polaire stratosphérique (Baldwin et al., 2001). Ceci pourrait expliquer l'amélioration de la corrélation lorsque l'on prend en compte la QBO.

D'autre part, Dery et al. (2005) ont montré une forte corrélation (anti-corrélation) entre l'étendue du manteau neigeux eurasien en août et le SWE (Snow water Equivalent) l'année suivante sur l'ouest du Canada (le milieu du Canada). D'autre part, Bamzai et al. (2003) ont montré qu'il y a une forte corrélation entre AO (moyenné sur janvier/février/mars) et l'étendue de la neige en hiver/printemps. Gong et al. (2003a et 2003b) ont montré qu'un excès de neige en Sibérie avait un impact négatif sur l'AO, tandis qu'un même excès de neige sur l'Amérique du Nord ne produisait que des effets locaux. Il semble donc que la neige en Eurasie joue un rôle important dans le phénomène de téléconnection (en particulier il y a une rétroaction importante).

Ainsi, cette étude a permis de montrer que le volume annuel moyen de neige sur l'Amérique du Nord a une tendance légèrement négative sur la période 1989/2006 (-9,7 km³/an), tandis que sur l'Eurasie il a une tendance légèrement positive (11,3 km³/an). D'autre part, la variabilité interannuelle de ce volume moyen de neige corrèle bien avec une combinaison linéaire des indices NAO et QBO sur l'Eurasie (coefficient de corrélation de 0,72) et PNA et QBO sur l'Amérique du Nord (coefficient de corrélation de 0,84).

1.3.2. Contribution de la neige à la variation du niveau des océans

L'objectif de cette étude est d'estimer la contribution de la neige à la variation du niveau des océans. La conversion du volume annuel moyen de neige en hauteur de mer (SLV_{snow}) a été effectuée en utilisant la formule suivante :

$$SLV_{snow} = - \frac{\rho_{snow}}{\rho_{water} \cdot A_{ocean}} \cdot V_{snow} \quad \text{Eq. 8}$$

avec $\rho_{snow}=300 \text{ kg/m}^3$ (densité de la neige), $\rho_{water}=1000 \text{ kg/m}^3$ (densité de l'eau) et $A_{ocean}=3,6 \times 10^8 \text{ km}^2$ (superficie de l'ensemble des océans à la surface de la Terre).

La Figure 20 montre le volume de neige annuel moyen converti en hauteur de mer. La tendance de la neige est très faible (0,0013 mm/an) et ne contribue donc pas vraiment à la tendance de la variation du niveau de la mer, puisque l'élévation globale du niveau moyen des océans est de l'ordre de 3,1 mm/an sur la période 1993/2003 (Bindoff et al., 2007). Les tendances en Eurasie et en Amérique du Nord sont, elles aussi, relativement faibles comparées à la tendance de la variation du niveau de la mer, puisqu'elles sont égales à -0,0094 mm/an et 0,0081 mm/an, respectivement.

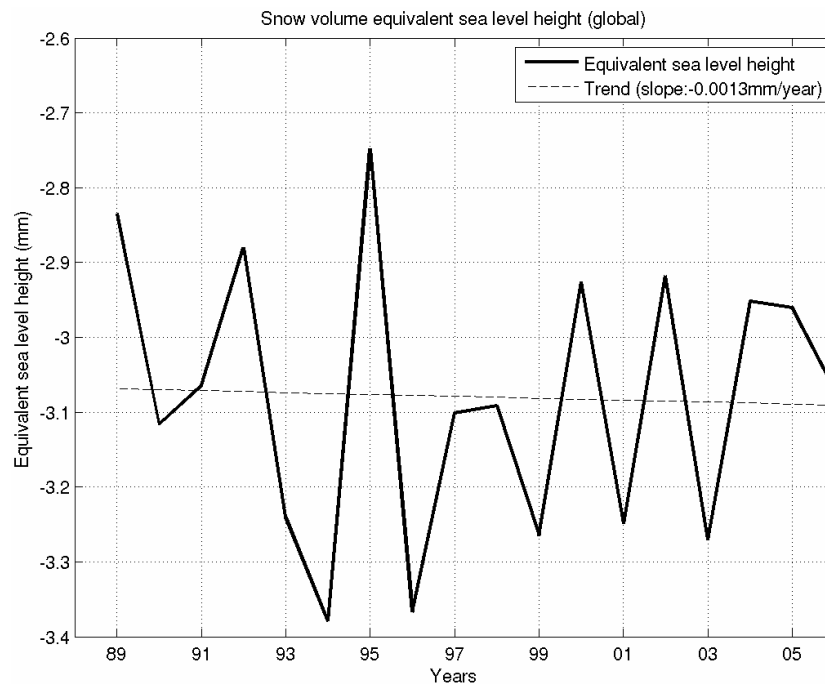


Figure 20. Volume de neige converti en hauteur de mer

Une étude précédente de Milly et al. (2003), basée sur des sorties de modèles, avait estimée que la tendance de la neige, exprimée en équivalent hauteur des océans, sur la période

1981/1998 était positive et de l'ordre de 0,015 mm/an, soit dix fois plus importante (et de signe contraire) que la valeur obtenue dans notre étude. Cependant, les conclusions restaient les mêmes, à savoir que la neige n'influence pas la tendance de la variation du niveau des océans. De plus il se peut que le modèle ne trouve pas cette différence de comportement entre l'Eurasie et l'Amérique du Nord, mis en évidence par les données SSM/I et qui aboutit à une tendance globale très faible (on peut toutefois noter que les tendances sur chaque continent ont le même ordre de grandeur que celles obtenues avec le modèle).

Ainsi, il apparaît clairement que la variation annuelle du volume de neige des hautes latitudes n'a aucun impact sur la tendance de la variation du niveau des océans. Par contre, elle permet d'expliquer une part significative du cycle saisonnier de la variation du niveau des océans. En effet, la Figure 21.a montre la comparaison entre la variation du volume de neige sans sa tendance ni sa valeur moyenne à la variation du niveau de la mer calculée à partir des mesures altimétriques de Topex/Poseidon et Jason-1 (calculée par Collecte Localisation Satellite, CLS et disponible sur le site AVISO, www.aviso.fr), corrigée de la variation du niveau de la mer due à l'effet stérique en utilisant les données ARGO (Guinehut et al., 2004) et à laquelle on a retiré sa tendance et sa valeur moyenne. Sur la Figure 21.b, la variation du niveau de la mer retraitée a été remplacée par son cycle saisonnier (i.e. la sinusoïde ayant une période d'un an et qui corrèle le mieux avec la série temporelle). De cette figure, on peut constater que la variation du volume de neige a une amplitude du même ordre de grandeur que la variabilité saisonnière du niveau de la mer, avec un déphasage de quelques mois. Ceci peut s'expliquer à la fois par le temps d'écoulement de la neige fondue vers les océans via les fleuves et par la présence d'autres réservoirs d'eau dans les surfaces continentales et dans l'atmosphère qui ont eux-mêmes des phasages différents. En effet, l'eau souterraine et la vapeur d'eau dans l'atmosphère jouent aussi de façon importante sur le cycle saisonnier de la variation du niveau de la mer. Pour s'en rendre compte, un test simple a été réalisé : les cycles saisonniers de ces deux réservoirs ont été simulés par deux sinusoïdes ayant une période d'un an avec une amplitude de 2 mm (en équivalent niveau de la mer) et un maximum début décembre pour la vapeur d'eau et une amplitude de 3 mm et un maximum début septembre pour l'eau souterraine (Cazenave et al., 2000). La Figure 22 montre le résultat ainsi obtenu. L'ajout de ces deux contributions a permis de réduire le déphasage et d'obtenir un signal ayant une amplitude légèrement plus importante que le cycle saisonnier de la variation du niveau de la mer. Etant donné l'approximation grossière qui a été faite du cycle saisonnier de l'eau souterraine et de la vapeur d'eau, le résultat obtenu est étonnamment proche de celui de la variation du niveau de la mer, ce qui est encourageant et semble confirmer la qualité des données de neige obtenues en utilisant l'algorithme dynamique. L'étape suivante serait d'utiliser des sorties de modèles pour estimer le cycle saisonnier de la vapeur d'eau et de l'eau souterraine.

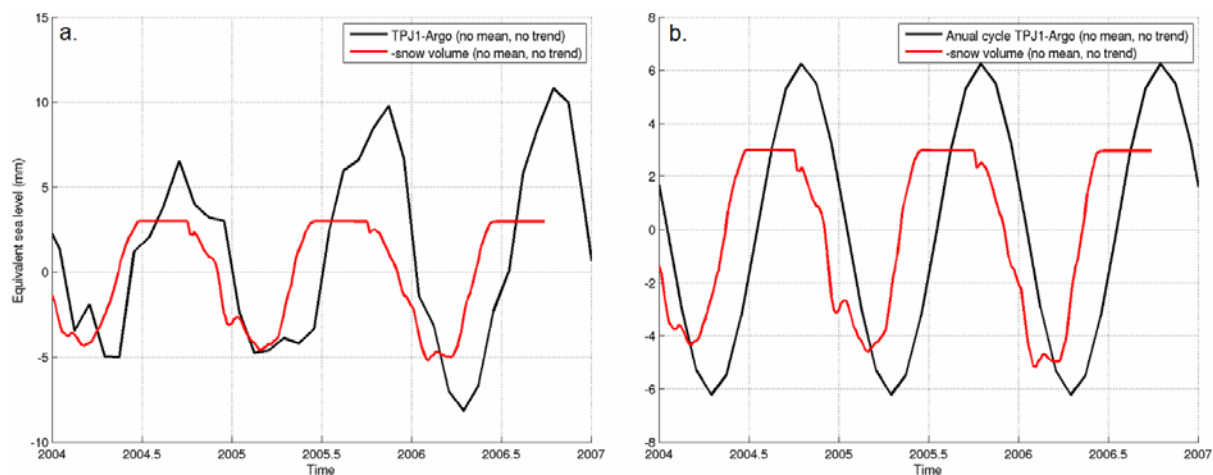


Figure 21. Variation du volume de neige (courbe rouge, exprimée en équivalent niveau de la mer en mm) comparée à la variation du niveau de la mer mesurée par altimétrie (courbe noire), corrigée de l'effet stérique en utilisant les données ARGO et enlevant sa tendance et sa moyenne (a.) et au cycle saisonnier de cette variation du niveau de la mer corrigée de l'effet stérique

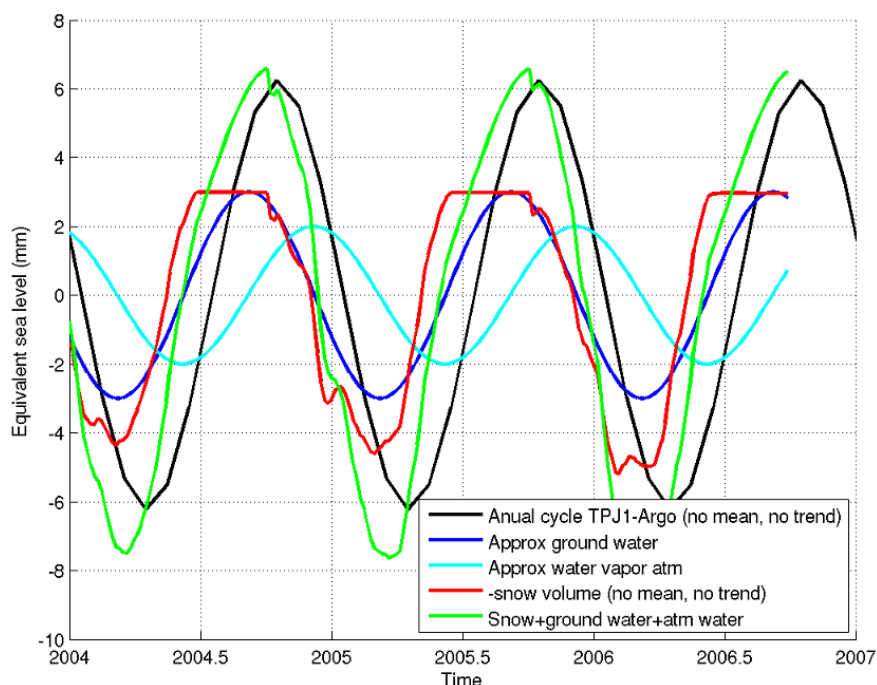


Figure 22. Variation du volume de neige (courbe rouge) à laquelle a été rajoutée une estimation du cycle saisonnier de la contribution de l'eau souterraine (courbe bleue foncée), de la vapeur d'eau dans l'atmosphère (courbe cyan). La courbe verte correspond à la somme de toutes ces contributions (exprimées en équivalent niveau de la mer en mm). La courbe noire correspond au cycle saisonnier de la variation du niveau de la mer mesurée par altimétrie, corrigée de l'effet stérique en utilisant les données ARGO et enlevant sa tendance et sa moyenne

Pour conclure cette section, l'estimation du volume de neige à partir des données SSM/I en utilisant l'algorithme dynamique a permis de montrer une différence de comportement entre l'Amérique du Nord et l'Eurasie : sur cette dernière le manteau neigeux ayant une tendance à augmenter en volume entre 1989 et 2006, contrairement à l'Amérique du Nord. Ceci semble cohérent avec les analyses de tendance des débits des fleuves arctiques sur ces deux continents effectuées par de Peterson et al. (2002) et Déry et Wood (2005). Ceci pourrait être lié à des changements de précipitations. D'autre part, le volume de neige annuel connaît une forte variabilité tous les deux ou trois ans. Ceci pourrait s'expliquer par des

phénomènes climatiques régionaux tels que ceux mis en évidence par l'oscillation de l'Atlantique Nord (NAO) pour l'Eurasie ou la Pacific North American pattern (PNA) pour l'Amérique du Nord, mais aussi par des phénomènes climatiques se produisant à l'équateur (comme l'oscillation quasi-biennale ou QBO). Ces données de variation du volume de neige ont aussi permis de montrer que la neige n'influence pas la tendance de la montée du niveau des océans. Par contre elle explique une partie significative (avec les eaux souterraines et la vapeur d'eau dans l'atmosphère) du cycle saisonnier de la variation du niveau de la mer. Ces résultats sont intéressants, car non seulement ils sont en accord avec des études précédentes, mais sont les premiers à utiliser des données satellitaires pour l'estimation du volume de neige (et non pas des sorties de modèle) et à mettre en évidence la différence de comportement entre l'Amérique du Nord et l'Eurasie.

Les données SSM/I ont permis d'étudier le manteau neigeux dans les régions boréales et d'apporter des informations nouvelles sur son évolution au cours des deux dernières décennies. Le manteau neigeux impacte grandement l'eau de surface des régions arctiques. Il est donc important de pouvoir les étudier, afin d'avoir une vision plus globale du cycle hydrologique des surfaces continentales aux hautes latitudes. C'est l'objectif de la section suivante, qui se focalisera notamment sur le bassin de l'Ob, qui se situe dans l'Ouest Sibérien.

1.4. Changement de la couverture des eaux de surface dans l'ouest Sibérien

Après avoir étudié le manteau neigeux arctique, nous nous sommes intéressés à l'évolution de l'eau de surface après la fonte de la neige, notamment lors de la période estivale. L'étude menée par Grippa, Mognard, Le Toan et Biancamaria (2007) a notamment étudié l'évolution de l'étendue de l'eau de surface dans le bassin de l'Ob (Figure 23) pour les mois de juillet et d'août entre 1988 et 2002 en utilisant les données SSM/I. La section 1.4.1 présente la méthodologie utilisée et la section 1.4.2 les résultats obtenus.

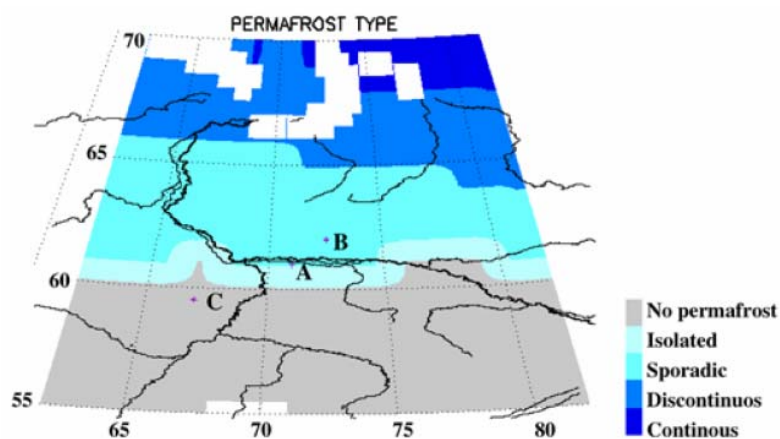


Figure 23. Domaine d'étude (bassin de l'Ob) et carte du permafrost (d'après Brown et al., 1998)

1.4.1. Méthodologie utilisée

1.4.1.1. Calcul de la fraction d'eau de surface

L'étendue de l'eau de surface a été calculée à partir des données SSM/I en utilisant la méthodologie mise au point par Fily et al. (2003) et validée aux hautes latitudes par Mialon et al. (2005), qui permet d'estimer le pourcentage d'eau présent dans un pixel SSM/I (noté FWS, pour Fraction of Water Surface).

Cette méthodologie se base sur l'existence d'une relation linéaire entre les émissivités en polarisation horizontale et verticale (**Eq. 9** et Figure 24).

$$e_v = a \cdot e_H + b$$

Eq. 9

où e_P correspond à l'émissivité à la fréquence considérée et à la polarisation P (P = H ou V).

D'après la théorie du transfert radiatif, pour une polarisation P (P = H ou V), la température de brillance associée (TB_P), peut s'exprimer de la manière suivante :

$$TB_P = e_P \cdot t \cdot T_s + (1 - e_P) \cdot t \cdot T_{ad} + T_{au}$$

Eq. 10

Où t est la transmission atmosphérique, T_{ad} est la contribution atmosphérique descendante, T_{au} est la contribution atmosphérique ascendante et T_s est la température de surface du sol.

Par contre la température de surface T_s n'est pas forcément connue, mais peut être calculée sans avoir besoin de recourir à des mesures annexes. En effet, en considérant la linéarité entre la polarisation horizontale et verticale (**Eq. 9**), la température de surface peut être calculée de la manière suivante :

$$T_s = \frac{TB_V - a \cdot TB_H - (1 - b - a) \cdot t \cdot T_{ad} - (1 - a) \cdot T_{au}}{t \cdot b}$$

Eq. 11

Désormais, connaissant T_s et en estimant T_{ad} et T_{au} à l'aide d'un modèle, il est possible de calculer l'émissivité e_P à la polarisation P (**Eq. 12**).

$$e_P = \frac{TB_P - t \cdot T_{au} - T_{ad}}{t \cdot (T_s - T_{ad})}$$

Eq. 12

Finalement, après avoir calculé l'émissivité, le FWS est calculé de la manière suivante :

$$FWS = \frac{e_P - e_{dry}}{e_w - e_{dry}}$$

Eq. 13

où e_{dry} est l'émissivité d'une surface sèche et e_w l'émissivité de l'eau.

Le canal à 37 GHz de SSM/I a été utilisé dans le cadre de cette étude pour calculer le FWS, car cette fréquence est plus sensible aux états des surfaces continentales et moins affecté lors de la traversée de l'atmosphère (Filly et al., 2003). Les coefficients a et b de l'équation **Eq. 9** ont été calculés en utilisant les cartes d'émissivité en polarisation horizontale et verticale pour l'année 1992 calculées par Prigent et al. (1998). La Figure 24 montre la corrélation entre ces deux polarisations et les coefficients ainsi estimés.

Filly et al. (2003) ont estimé t , T_{au} et T_{ad} en utilisant le module atmosphérique du modèle d'émission électromagnétique HUT (Helsinki University of Technology model ; Pulliainen et al., 1999) en supposant qu'il n'y a pas de nuages et que le contenu intégré de vapeur d'eau est de $1,5 \text{ g/cm}^2$ (ce qui correspond à un état réaliste de l'atmosphère en été pour les latitudes subarctiques). Dans ce cas, pour 37 GHz, ces paramètres valent : $t=0,888$, $T_{au}=21,5 \text{ K}$ et $T_{ad}=24,0 \text{ K}$.

Enfin, suivant Mialon et al. (2005), e_{dry} et e_w ont été fixé à 0,965 et 0,664, respectivement.

Le FWS correspond à la contribution de différentes surfaces contenues dans le pixel SSM/I incluant les zones d'eau libre (fleuves, lacs et réservoirs), les zones inondées, les sols saturés en eau, les marécages, les étangs, les tourbières et dans une moindre mesure à l'humidité des premiers centimètres du sol.

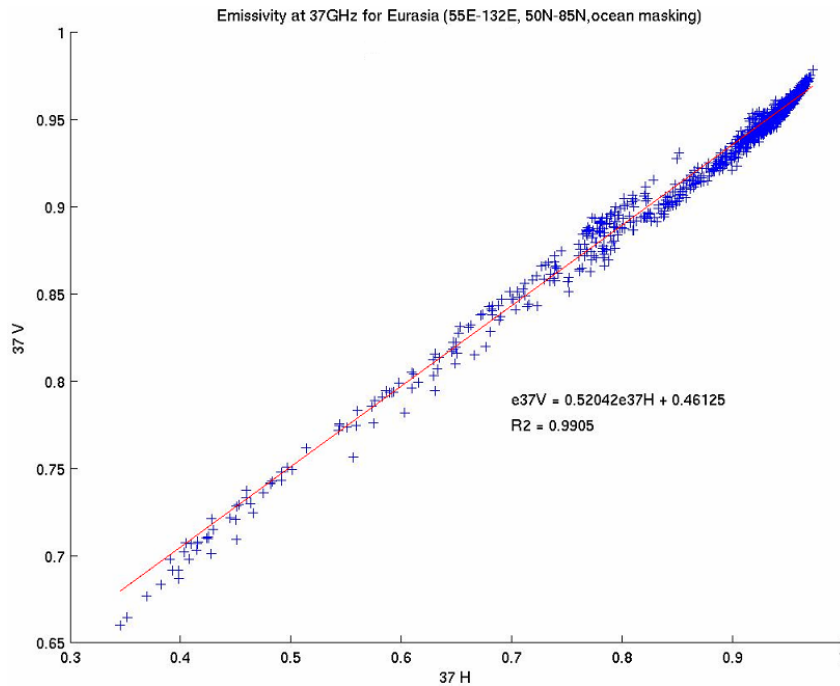


Figure 24. Relation entre l'émissivité SSM/I horizontale et verticale à 37 GHz pour 1992

1.4.1.2. Autres données utilisées

Le FWS a été comparé au débit de l'Ob mesuré à Salekhard (près de l'embouchure du fleuve). Ces données de débit ont été téléchargées sur le site du Regional Integrated Hydrological Monitoring System for the Pan-Arctic Land Mass (ArcticRIMS, <http://rims.unh.edu/>, 2003). Pour cette étude des données de précipitation du CRU (Climate Research Unit ; Mitchell et al., 2003) ont aussi été utilisées.

1.4.2. Résultats

Une très bonne corrélation (le coefficient de corrélation valant 0,87) a été trouvée entre le FWS moyen pour les mois de juillet et d'août moyenné sur tout le bassin de l'Ob et le débit moyen de l'Ob pour ces mêmes mois mesuré à Salekhard (Figure 25). Ce qui renforce la confiance que l'on peut avoir dans les données de FWS calculées à partir des données SSM/I. Par contre aucune corrélation significative n'a été obtenue entre le FWS et les précipitations CRU (Figure 25).

La Figure 26 montre le FWS moyen (a.) et sa tendance (b.) pour le mois d'août, ainsi que les précipitations moyennes (c.) et leurs tendances (d.) pour les mois de juillet et d'août (les précipitations ont été considérées aussi pour le mois de juillet afin de prendre en compte les précipitations qui ont eu lieu le mois précédent l'observation de FWS et qui peuvent donc encore l'influencer, notamment à cause des plaines d'inondation et des lacs). Les zones de fort FWS se trouvent sur l'Ob inférieur et ses plaines d'inondation, ainsi que sur les deux principaux marécages de la région : Sibirskie Uvaly (localisé par la lettre B sur la Figure 26.a et qui se situe dans une région de pergélisol sporadique, Figure 23) et Khanty-Mansiysk (localisé par la lettre C sur la Figure 26.a et qui se situe dans une zone sans pergélisol, Figure 23). D'autre part une forte tendance positive est nettement visible le long de l'Ob et de ses plaines d'inondation (Figure 26.b). Ce résultat est consistant avec l'augmentation du débit de l'Ob à Salekhard (Figure 25). Une tendance positive du FWS sur la région de Khanty-Mansiysk (C) est aussi clairement visible. Ce n'est par contre pas le cas pour la région de Sibirskie Uvaly (B) qui correspond pourtant à la zone de FWS maximum (Figure 26.a). Ceci

est d'autant plus étonnant que cette région connaît la plus forte augmentation de précipitation de toute la zone d'étude (Figure 26.d) et que la région de Sibirskie Uvaly est principalement composée de tourbières qui sont principalement alimentées par les précipitations. On peut donc supposer, qu'à cause du sol gelé, l'eau ne pouvant s'infiltrer dans le sol va alimenter directement l'Ob. Par contre comme Khanty-Mansiysk se situe dans une zone libre de pergélisol, l'eau s'infiltré plus facilement dans le sol et est retenue plus longtemps sur place. De plus l'absence de tendance du FWS à Sibirskie Uvaly, alors que les précipitations ont une tendance très nettement positive pourrait renforcer l'hypothèse de Smith et al. (2005) de la disparition des lacs arctiques provoqué par la dégradation du pergélisol. Il se peut aussi que des phénomènes d'évaporation jouent un rôle important dans les tendances observées. Toutefois des études plus détaillées sont nécessaires sur les différents mécanismes qui pourraient être responsables des tendances observées.

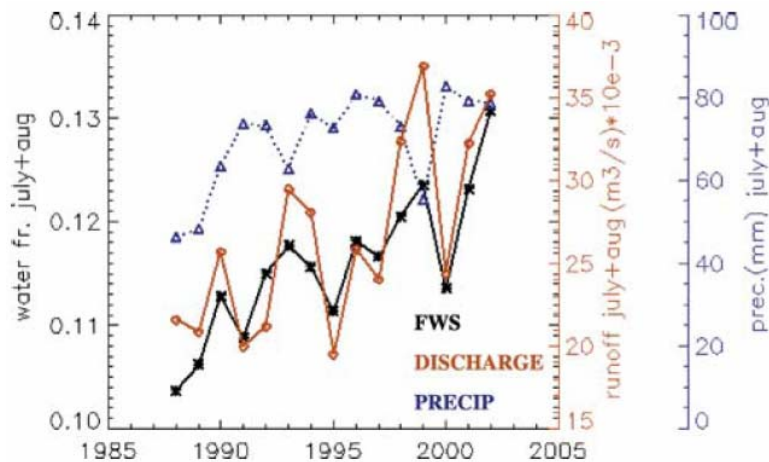


Figure 25. Comparaison pour les mois de juillet et d'août du FWS et des précipitations CRU moyennées sur tout le bassin de l'Ob au-dessus de 55°N, ainsi que du débit de l'Ob mesuré à Salekhard (près de l'embouchure du fleuve)

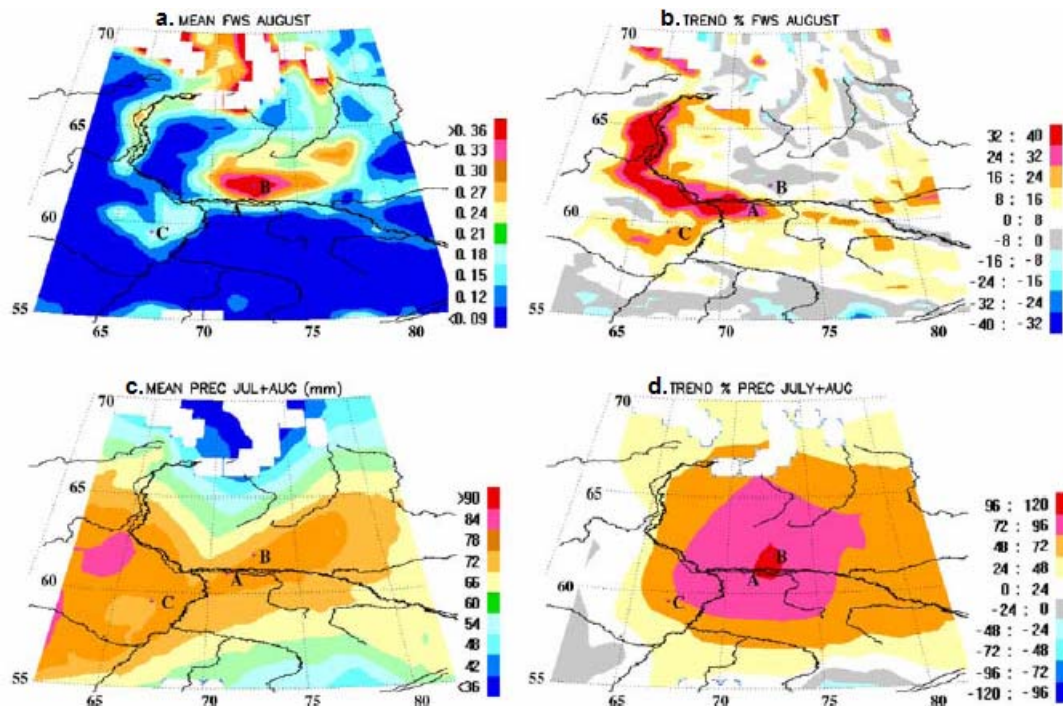


Figure 26. FWS moyen (a.) et sa tendance (b.) pour le mois d'août, ainsi que les précipitations moyennes (c.) et leurs tendances (d.) pour les mois de juillet et d'août

Ainsi, malgré la faible résolution spatiale ($25 \times 25 \text{ km}^2$) des données SSM/I, elles permettent de fournir des informations très utiles sur l'évolution des étendues d'eau en Sibérie. De telles observations pourraient être affinées en utilisant des mesures optiques ou radars qui offrent des résolutions spatiales plus fines. Cependant, à part une meilleure régionalisation des étendues d'eau, l'apport d'information ne serait probablement pas quantitativement significatif. En effet, si l'on veut faire un bilan des quantités d'eau présentes à la surface des régions arctiques et surtout connaître leur évolution temporelle, il faut pouvoir calculer leur variation de volume et le débit le long des fleuves arctiques. Or ceci est très difficilement réalisable à l'heure actuelle, même en combinant masque des zones d'eau et mesure de leur hauteur via les altimètres nadirs tels que Topex/Poseidon, JASON-1, ERS-1 et -2 et ENVISAT. Or ces mesures sont nécessaires pour améliorer notre connaissance du cycle hydrologique des régions arctiques. C'est pourquoi récemment a été proposé un nouveau concept de mission spatiale, la mission SWOT (Surface Water and Ocean Topography), qui devrait permettre de palier à ce manque. La section suivante (1.5) présente plus en détail cette mission et les deux autres chapitres de cette thèse montrent son intérêt pour l'étude des régions boréales et en particuliers d'un fleuve arctique, l'Ob (chapitre 2) et pour l'ensemble du cycle hydrologique des surfaces continentales (chapitre 3).

1.5. Présentation de la mission SWOT

La mission SWOT va permettre de fournir des cartes 2D de hauteurs d'eau avec une résolution spatiale de l'ordre de 100 m sur l'ensemble des surfaces continentales, ce qui permettra notamment d'estimer la variation temporelle de volume des lacs et des débits des fleuves. Ce satellite sera donc un puissant outil pour observer et mieux comprendre l'hydrologie des régions boréales en palliant au manque de données qui se fait cruellement ressentir à l'heure actuelle.

Cette mission bénéficie de l'héritage technique des missions SRTM (Shuttle Radar Topography Mission ; Farr et al., 2007) et de l'instrument WSOA (Wide Swath Ocean Altimeter ; Fu et Rodriguez, 2004). La mission SRTM a consisté à faire voler sur la navette spatiale Endeavour, en février 2000, deux radars en mode interférométrique espacés d'une distance de 60 m, ce qui a permis de mesurer la topographie de près de 80% des surfaces continentales, avec une précision sur la mesure de 16 m (et une résolution spatiale de 90m). L'instrument WSOA était aussi composé de deux radars interférométriques, qui auraient dû être embarqués à bord du satellite JASON-2 (qui a été lancé en juin 2008) pour étudier les océans. Malheureusement, en 2004, WSOA a été annulé à cause de contraintes budgétaires. L'instrument ayant toutefois attiré l'intérêt de la communauté hydrologique, une nouvelle mission purement axée sur l'étude des eaux à la surface des continents, en utilisant le principe de l'altimétrie à large fauchée, a vu le jour sous le nom de WatER (Water Elevation Recovery ; Mognard et al., 2005). Cette mission a d'abord été soumise en 2006 au programme Earth Explorer Core Mission de l'ESA (European Space Agency), mais n'a pas été retenue car jugée trop risquée techniquement et trop chère. Pour renforcer l'intérêt scientifique de la mission les communautés des océanographes et des hydrologues se sont réunies pour soutenir cette proposition, qui est donc devenue une mission mixte d'hydrologie et d'océanographie. A cette occasion, elle a été rebaptisée WATER-HM (Water And Terrestrial Elevation Recovery - Hydrosphere Mapper ; Alsdorf et al., 2007). En janvier 2007, le National Research Council (NRC) a rendu publique un rapport commandité par la NASA (National Aeronautics and Space Administration), la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) et l'USGS (US Geological Survey) sur les questions scientifiques en observation de la Terre à aborder avec de nouvelles missions spatiales dans la décennie à venir (2010/2019) et les

moyens techniques à mettre en place (NRC, 2007). Pour ce faire, le NRC a sélectionné 15 missions spatiales qui seront les missions développées par la NASA pour l'observation de la Terre dans les dix ans à venir. Parmi celles-ci se trouvait WATER-HM, qui avait été rebaptisée SWOT (Surface Water and Ocean Topography) et sélectionnée pour la deuxième série de lancements entre 2013 et 2016. De son côté le CNES (Centre National d'Etudes Spatiales), qui avait déjà collaboré avec la NASA sur l'instrument WSOA, a aussi poursuivi des études de faisabilité. Depuis 2008, la NASA et le CNES travaillent en partenariat pour développer SWOT. Depuis mai 2008 le LEGOS travaille en étroite collaboration avec les équipes de l'université de l'Ohio, de l'université de Washington et du JPL (Jet Propulsion Laboratory, laboratoire de la NASA), sur la partie scientifique de la mission SWOT relative à l'hydrologie.

L'instrument principal de la mission SWOT est le Radar interférométrique KaRIN (Ka-band Radar INterferometer) en bande Ka (i.e. à fréquence de 35,6 GHz), développé au JPL. Cet instrument est composé de deux antennes radars se trouvant de part et d'autre d'un mât et séparées d'une distance de 10 m (Figure 27). Le principe de fonctionnement est le suivant : l'antenne gauche émet une onde électromagnétique en bande Ka dans une certaine polarisation (horizontale par exemple), permettant ainsi d'observer la fauchée gauche. L'antenne droite quant à elle capte aussi l'onde électromagnétique réfléchie en polarisation horizontale, ce qui lui permet d'observer aussi cette fauchée gauche, mais avec un angle de vue différent. En émettant une onde radar avec une antenne, la distance de la cible au satellite peut être estimée, mais pas sa position exacte au sol (qui se situe dans un cercle à égale distance du satellite). Ainsi en observant, la même zone sous deux angles différents on peut à la fois estimer la hauteur et la position de la cible étudiée. Pour des fréquences en bande Ka, l'onde est réfléchie de façon spéculaire par l'eau (l'onde électromagnétique se comporte donc comme la lumière réfléchie par un miroir), c'est pourquoi l'angle de visée des antennes SWOT est faible (de $0,6^\circ$ à $4,3^\circ$), afin de maximiser le signal reçu. Chaque fauchée, de part et d'autre du nadir, a une taille de 60 km et les fauchées sont séparées d'une distance de 20 km. Cette distance devrait être échantillonnée par un altimètre nadir, ainsi SWOT pourrait observer une distance de 140 km dans l'axe distance (perpendiculaire à l'axe d'avancée du satellite). La résolution intrinsèque au sol de l'image SWOT dans l'axe distance varie de 10 m (bord extérieur de la fauchée) à 60 m (bord intérieur). La résolution azimuth (dans l'axe d'avancement du satellite) serait de l'ordre de 5 m (mais cette valeur est fonction du temps de décorrélation).

D'après les recommandations scientifiques pour SWOT (Rodriguez, 2009), la précision verticale sur les mesures des hauteurs d'eau sera de 10 cm pour un pixel de 1 km^2 et l'erreur sur l'estimation de la surface en eau devra être inférieure à 20% de la taille totale de la surface considérée. Le Tableau 8 présente les principaux paramètres de la mission et les contraintes scientifiques pour l'hydrologie. Il est important de noter que les altimètres passés et actuels, tels que Topex/Poseidon ou JASON-1 et 2, ne peuvent observer qu'à la verticale (avec une tâche au sol de plusieurs kilomètres), ce qui conduit à des observations 1D le long de leur trace et n'échantillonnent pas ainsi de larges portions de fleuves ou de lacs (Alsdorf et al., 2007). L'intérêt de SWOT est de fournir des images 2D des hauteurs d'eau, avec une couverture globale lors de la phase nominale de la mission et avec une résolution horizontale bien meilleure que les altimètres nadir.

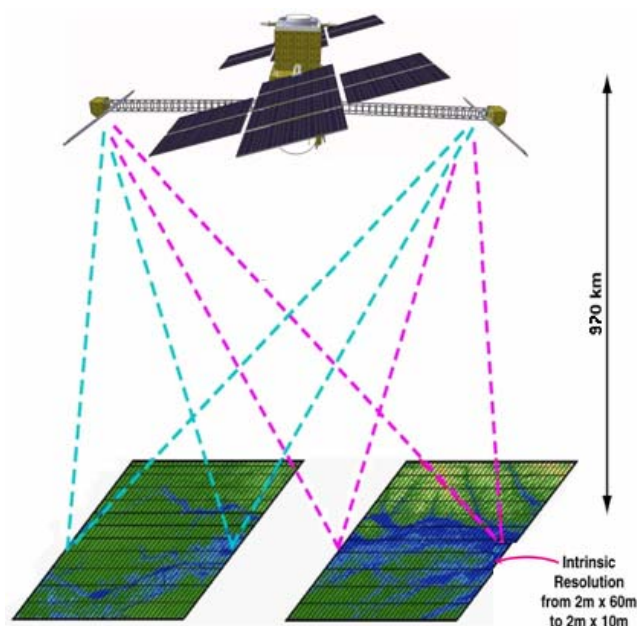


Figure 27. Image de la mission SWOT (copyright CNES)

Tableau 8. Principaux paramètres de la mission SWOT et contraintes scientifiques pour l'hydrologie

Orbite	Altitude	970 km
	Inclinaison	78° (74°)
	Répétitivité	22 jours (nominal phase)
	Autre	Non-Héliosynchrone
KaRIN (instrument principal de la mission)	Couverture d'une fauchée	60 km
	Couverture totale	140 km
	Zone sans observation au nadir	20 km
	Fréquence	35.6 GHz (bande Ka)
	Longueur du mât (baseline)	10 m
	Résolution en azimuth	2.5 m
	Résolution distance	10 m to 60 m
Contraintes scientifiques sur la mission	Taille min des zones en eau vues	250 m ²
	Largeur min des fleuves observés	100 m
	Résolution sur les hauteurs	<10 cm (over 1 km ²)
	Résolution sur les pentes	1cm/km (over 10 km)
	Erreur sur le masque d'eau	<20% de la surface total de la zone en eau
	Temps de vie min de la mission	3 ans
	Contrainte sur la collecte des données	90% de la couverture de l'orbite pendant 90% du temps
	Phase de calibration	3 mois sur une orbite à 3 jours

La durée de vie nominale requise de la mission est de 3 ans (avec un objectif de 5 ans). Les trois premiers mois seront consacrés à une période de calibration/validation, le reste de la

mission correspondant à sa phase nominale. Cette dernière correspond à une orbite ayant une répétitivité de 22 jours, ce qui permet une couverture totale de la surface terrestre pour une fauchée SWOT de 140 km. La période de calibration, quant à elle, correspond à une orbite ayant une répétitivité de 3 jours, ce qui permet un temps de revisite bien meilleur, mais implique une couverture partielle des surfaces continentales. Les deux orbites auront une altitude d'environ 970 km et une inclinaison de 78°. Le choix de l'inclinaison a été décidé récemment (en janvier 2009) et est discuté plus en détail au chapitre 3.

Finalement, pour estimer l'apport de SWOT à l'hydrologie, un diagramme temps/espace des principaux processus hydrologiques (Figure 28) a été dessiné à partir d'un diagramme similaire de Blöschl et Sivapalan (1995) et des travaux de Skoien et al. (2003) et de Merz et Blöschl (2003). Sur ce diagramme a été indiquée la zone d'observation de SWOT (rectangle rouge). Il y apparaît clairement que SWOT n'est pas destiné à observer la plus part des inondations rapides (notamment pour les crues éclair) et ne pourra faire que des observations d'opportunité, ce qui sera toutefois utile pour mieux comprendre les mécanismes d'inondations. Par contre, SWOT est particulièrement intéressant pour étudier les inondations de plus longue durée comme celles provoquées par la mousson en Asie, dans le bassin Amazonien ou provoquées par la fonte de la neige aux hautes latitudes. De plus SWOT permettra d'étudier les processus hydrologiques saisonniers et interannuels.

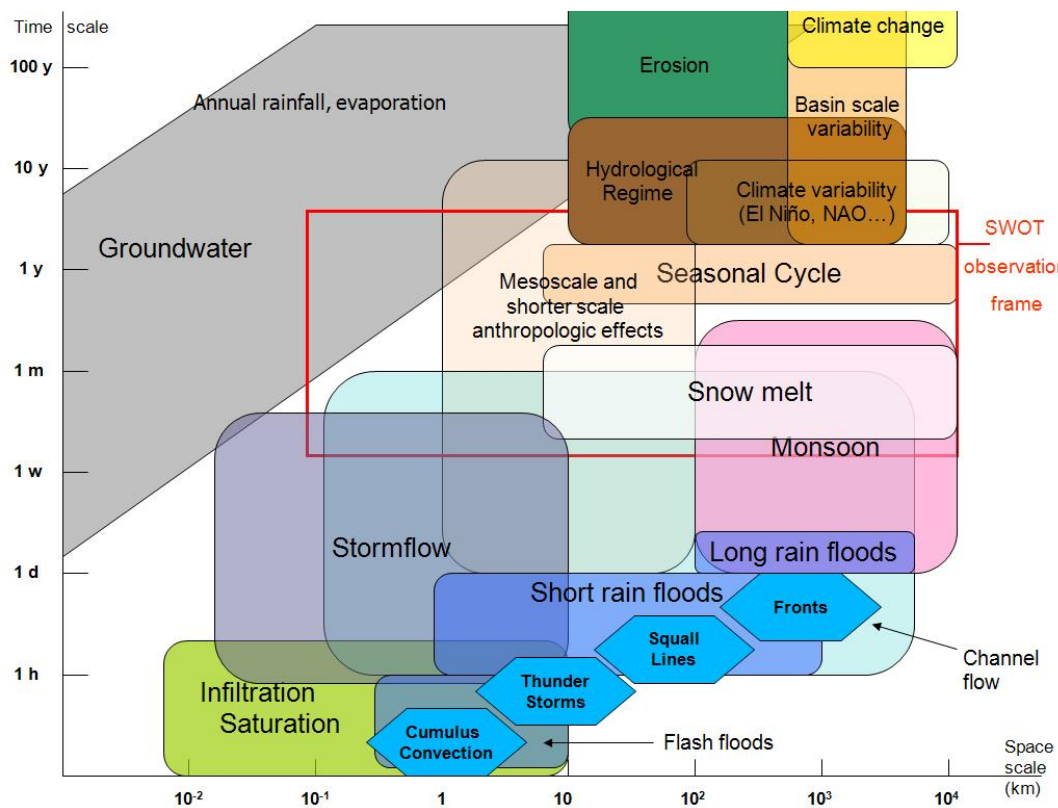


Figure 28. Diagramme temps/espace des principaux processus hydrologiques et fenêtre d'observation de SWOT

1.6. Conclusion

Au cours de ce chapitre, j'ai montré l'importance de l'étude des régions arctiques pour la machine climatique et leur forte sensibilité au changement climatique. En utilisant les mesures du radiomètre SSM/I, une estimation de la variation temporelle du volume de neige des régions boréales a pu être calculée, ce qui a permis de montrer qu'en Eurasie ce volume avait tendance à légèrement augmenter, contrairement à l'Amérique du Nord qui a tendance à

connaître une légère diminution de son manteau neigeux. D'autre part, j'ai montré que la neige ne joue pas de rôle dans l'augmentation du niveau de la mer observé depuis le début des années 1990. Par contre elle explique une part importante de sa variabilité saisonnière. Les données SSM/I ont aussi été utilisées pour étudier l'évolution temporelle de la fraction d'eau dans la vallée de l'Ob en Sibérie de l'Ouest, ce qui a permis de montrer la forte augmentation sur près de 15 ans de la fraction d'eau le long du fleuve et de ses plaines d'inondation, ce qui pourrait s'expliquer par la dégradation du pergélisol. Cependant, ces études restent limitées par la qualité des données et surtout par l'impossibilité de quantifier ces tendances en termes de masse ou de volume d'eau. Pour pouvoir effectuer ces mesures un nouveau projet de satellite a été proposé : il s'agit de la mission SWOT. Ce satellite, qui résulte d'un partenariat entre la NASA et le CNES, devrait être lancé vers 2016 et sera un atout majeur dans l'étude des régions boréales. Cependant, avant même le lancement de la mission, il est nécessaire d'évaluer cet apport (à la fois pour être sûr de l'intérêt d'une telle mission et pour commencer à mettre en place les outils de traitement de ce nouveau type de données). Notamment, au cours de cette thèse, j'ai mis en place une méthodologie pour estimer l'apport de SWOT à l'étude d'un fleuve arctique : l'Ob. La méthodologie mise en place et les résultats obtenus sont présentés au chapitre suivant (chapitre 2).

Chapitre 2 : Apport de la mission SWOT à l'étude d'un fleuve arctique

Table des matières du chapitre

2.1. Principe d'une mission virtuelle.....	65
2.2. Modélisation d'un fleuve arctique : l'Ob inférieur.....	66
2.2.1. Choix du fleuve et domaine d'étude	66
2.2.2. Présentation des modèles utilisés.....	67
2.2.2.1. Le modèle hydrologique ISBA	68
2.2.2.2. Forçages atmosphériques utilisés en entrée d'ISBA.....	71
2.2.2.3. Le système de routage TRIP	72
2.2.2.4. Le modèle hydrodynamique LISFLOOD-FP	74
2.2.2.5. Données utilisées en entrée de LISFLOOD-FP	76
2.2.3. Résultats de la modélisation et tests de sensibilité.....	79
2.2.3.1. Modélisation des apports latéraux avec ISBA	79
2.2.3.2. Tests de sensibilité sur les paramètres d'ISBA.....	81
2.2.3.3. Tests de sensibilité sur les paramètres de LISFLOOD-FP.....	84
2.2.4. Article accepté pour publication dans <i>Journal of Hydrology</i>	87
2.3. Assimilation de mesures SWOT dans la modélisation de l'Ob.....	114
2.3.1. Génération de l'ensemble perturbé	114
2.3.1.1. Méthodologie de perturbation des données de forçage d'ISBA	114
2.3.1.2. Perturbation des précipitations totales	115
2.3.1.3. Perturbation des températures de l'air	118
2.3.1.4. Ensemble des simulations corrompues de l'Ob inférieur	121
2.3.2. Génération des mesures SWOT	122
2.3.2.1. Orbite nominale à 22 jours.....	123
2.3.2.1. Orbites à 3 jours.....	124
2.3.3. Assimilation des données SWOT	125
2.3.3.1. Les différents schémas d'assimilation utilisés	125
2.3.3.1.1. Le filtre de Kalman d'ensemble	125
2.3.3.1.2. Application du filtre de Kalman d'ensemble local.....	126
2.3.3.1.3. Application du lisseur de Kalman	127
2.3.3.2. Résultats.....	127
2.3.3.2.1. Orbite nominale.....	127

2.3.3.2.2. Orbites à 3 jours	134
2.4. Conclusion.....	140

La mission SWOT a été proposée, entre autres, pour palier le manque d'informations nécessaires à l'étude des régions boréales. L'objectif de ce chapitre est donc de montrer l'apport de cette mission pour ces régions et en particuliers à l'étude d'un fleuve arctique. Pour ce faire a été mise en place une « mission virtuelle » dont le principe est présenté à la section 2.1. Elle nécessite la modélisation d'un fleuve arctique (en l'occurrence l'Ob inférieur, cf. section 2.2), puis la simulation d'observations SWOT et leur assimilation dans la modélisation pour en réduire l'erreur et donc estimer l'intérêt de la mission pour une telle modélisation (section 2.3).

2.1. Principe d'une mission virtuelle

Une mission virtuelle, aussi appelée OSSE (Observing System Simulation Experiment), consiste à simuler a priori les données qui seront observées afin d'estimer leur qualité et de quantifier leur intérêt potentiel pour résoudre certains problèmes. L'objectif de cette étude est donc d'implémenter une mission virtuelle SWOT afin d'estimer l'apport de cette mission à la modélisation des fleuves, notamment pour en estimer le débit. La Figure 29 présente le schéma de principe de la mission virtuelle qui a été implémentée. Dans un premier temps une modélisation réaliste d'un fleuve est mise en place. Celle-ci va correspondre à notre « vérité ». Ensuite, un simulateur des données SWOT est utilisé pour générer des sorties qui tentent de reproduire, de façon réaliste, ce que l'instrument mesurerait s'il observait cette réalité (ces données simulées seront appelées observations synthétique dans la suite). Parallèlement, la modélisation du fleuve est corrompue de façon à refléter les erreurs de la modélisation. Finalement, un schéma d'assimilation est utilisé pour assimiler les données SWOT dans la modélisation corrompue, afin d'obtenir un état du modèle amélioré. La comparaison entre les états du modèle avant et après assimilation permet de quantifier l'apport de SWOT à la modélisation. Cette étude s'inscrit dans la lignée des travaux d'Andreadis et al. (2007) et de Durand et al. (2008), effectués par les équipes de scientifiques de l'université de Washington et de l'Ohio travaillant sur l'apport de SWOT à l'hydrologie de surface. Ces deux études se sont intéressées à l'apport de l'altimétrie à large fauchée respectivement pour le fleuve Ohio et le fleuve Amazone.

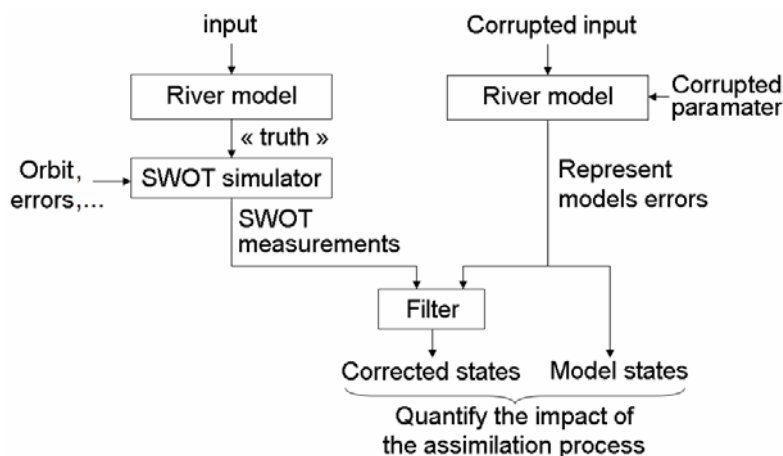


Figure 29. Schéma de principe d'une mission virtuelle

2.2. Modélisation d'un fleuve arctique : l'Ob inférieur

2.2.1. Choix du fleuve et domaine d'étude

Les missions virtuelles mises en place à l'université de Washington et à l'université de l'Ohio se sont intéressées à un fleuve tempéré et à un fleuve équatorial, respectivement. Il était donc important de simuler un fleuve ayant un régime hydrologique différent de ceux déjà étudiés. Selon les experts du Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC), les hautes latitudes vont être les plus touchées par le réchauffement climatique (Meekl et al., 2007). Il est donc important de pouvoir observer régulièrement ces fleuves et pour ce faire les données spatiales en général et la mission SWOT en particulier vont être un atout majeur. C'est pourquoi il a été décidé de modéliser un fleuve arctique. Le choix de l'Ob inférieur, qui se situe en Sibérie de l'Ouest, s'explique par le fait que l'Ob est le troisième fleuve arctique le plus importante par son débit (Herschky and Fairbridge, 1998) et a une aire drainée de 2 990 000 km². L'Ob est donc l'une des principales sources d'eau douce dans l'océan Arctique. Un changement de son débit pourrait agir sur la circulation thermohaline et donc sur le système climatique général. L'étude d'un tel fleuve est donc primordiale. La topographie de cette région est assez plate et la largeur de l'Ob inférieur est de l'ordre de 2 km, ce qui permet d'obtenir des mesures spatiales (notamment avec les altimètres nadir) de relativement bonne qualité. La Figure 30 présente le domaine d'étude correspondant à l'Ob inférieur entre les villes de Belogorje et Salekhard (le fleuve s'écoule du Sud vers le Nord). Cette partie du fleuve correspond aux derniers 1000 km du fleuve avant son embouchure. Sur cette figure est aussi indiquée la localisation des apports latéraux sur le fleuve (flèches rouges) calculés par le modèle hydrologique ISBA (voir la section 2.2.2.1). Le débit en entrée du domaine d'étude (flèche verte) est fourni par la mesure de débit d'une station in-situ à Belogorje (indiqué par un triangle noir en bas du domaine d'étude). La station in-situ à Salekhard (représentée par un triangle noir au Nord du domaine d'étude) a été utilisée pour valider la modélisation (voir la section 2.2.3.3).

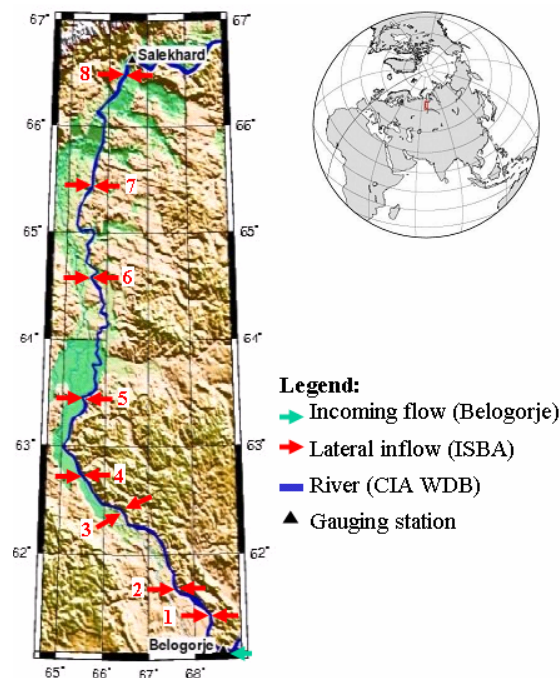


Figure 30. Domaine d'étude correspondant à l'Ob inférieur. Les flèches rouges représentent les apports latéraux dans la modélisation calculés par ISBA. La flèche verte représente le débit arrivant dans le domaine d'étude (estimé à partir des données de la station in-situ à Belogorje).

2.2.2. Présentation des modèles utilisés

L'objectif de cette modélisation est de mettre en place une simulation de l'Ob, en Sibérie occidentale, afin d'obtenir des cartes en deux dimensions de hauteur d'eau et de débit du fleuve et de ses plaines d'inondation. C'est pourquoi il a été choisi d'utiliser le modèle hydrodynamique LISFLOOD-FP pour simuler le fleuve, couplé au modèle hydrologique ISBA pour calculer les apports latéraux vers l'Ob (Figure 31). LISFLOOD-FP permet de simuler des cartes réalistes de hauteurs d'eau pour un coût de calcul limité. Les conditions aux limites sont fournies à la fois par une station in-situ, pour estimer le débit entrant dans le domaine d'étude et par ISBA pour estimer les apports latéraux vers le fleuve (voir la Figure 30 pour leur localisation). Le modèle ISBA a été choisi car il possède un module de neige relativement évolué (ce qui est primordial pour cette étude), il permet de simuler le gel du sol, ce qui est essentiel puisque l'Ob inférieur se situe dans une zone de pergélisol discontinu et il fait parti des modèles de surface continentale les plus évolués à l'heure actuelle (par exemple il est inclus dans la modélisation climatique CNRM-CM3 développée au Centre National de Recherches Météorologiques, CNRM et qui est l'un des modèles climatiques utilisés pour estimer l'impact du réchauffement dans les rapports du GIEC). LISFLOOD-FP a été choisi quant à lui car il permet de simuler des cartes de hauteurs d'eau réalistes pour un coût de calcul raisonnable en couplant une modélisation 1D du fleuve et 2D de la plaine d'inondation. De plus, c'est un modèle reconnu au niveau international et utilisé par près de 33 organismes et institutions dans 16 pays différents.

Le paragraphe 2.2.2.1 présente le modèle ISBA, ainsi que les données de forçage (paragraphe 2.2.2.2) et le système de routage (paragraphe 2.2.2.3) utilisé. Le modèle LISFLOOD-FP est décrit dans le paragraphe 2.2.2.4, tandis que le paragraphe 2.2.2.5 présente les divers paramètres décrivant le fleuve et la plaine d'inondation utilisés par LISFLOOD-FP.

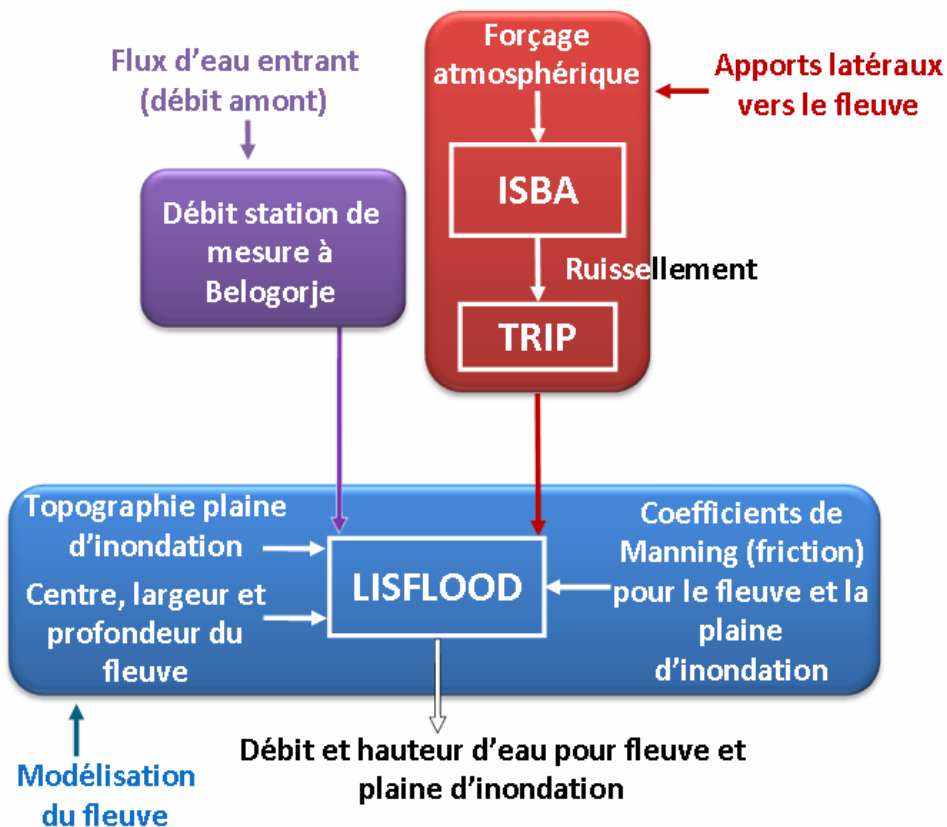


Figure 31. Modèles et données utilisées pour simuler le fleuve Ob

2.2.2.1. Le modèle hydrologique ISBA

ISBA (Interaction Soil Biosphere Atmosphere) est un LSM (Land Surface Model) développé au CNRM (Centre National de Recherche météorologique) (Noilhan et Mahfouf, 1996). Il a été conçu pour décrire les échanges de chaleur et d'eau entre les basses couches de l'atmosphère, la végétation et le sol. Comme ISBA a été créé pour fournir des conditions aux limites pour des modèles météorologiques, il est bâti sur une modélisation de la réalité simple, mais prenant tout de même en compte les processus hydrologiques des surfaces continentales les plus importants. En effet il comprend le traitement du contenu en chaleur/eau du sol, l'interception de l'eau par le couvert végétal et les processus de transfert aérodynamique avec l'atmosphère.

Le modèle a été utilisé en mode diffusif, c'est-à-dire que le sol est modélisé de façon « explicite », par opposition au mode force-restore (Noilhan et Mahfouf, 1996) qui utilise une autre modélisation du sol en deux couches, qui ne sera pas abordé ici. Le sol est discrétisé en cinq couches verticales d'épaisseur variable (Figure 32), l'épaisseur des couches augmentant avec la profondeur dans le sol (car la variabilité des processus hydrologiques est plus forte près de la surface qu'en profondeur). Modéliser le sol par une stratification à cinq couches, correspond à la paramétrisation par défaut. Celle-ci permet une résolution suffisante pour simuler les processus dans le sol de façon raisonnable, sans être toutefois trop gourmand en temps de calcul. Cette décomposition en plusieurs couches permet de calculer de façon explicite les transferts de chaleur et de masse à la surface et dans le sol et de simuler le pergélisol, ce qui est primordial pour la modélisation d'un fleuve arctique. Il est à noter qu'ISBA utilisé en mode Force-Restore ne permet un gel du sol que sur les 20 à 50 premiers cm. Ainsi le mode diffusif permet à la fois un gel plus profond et une meilleure résolution numérique des gradients verticaux de glace, d'humidité et de chaleur, conduisant à une meilleure modélisation du cycle de gel/dégel dans les régions boréales (Boone et al., 2000).

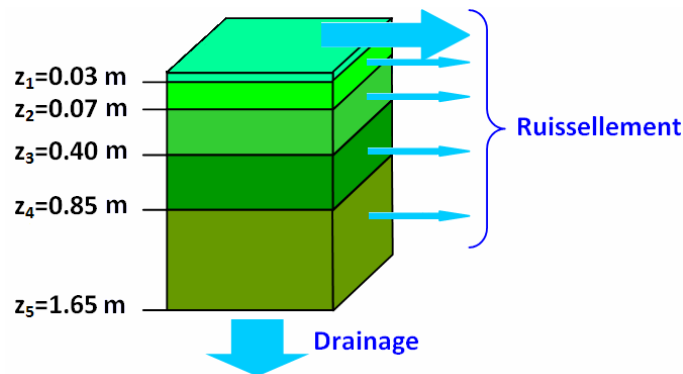


Figure 32. Discrétisation du sol dans le mode diffusif d'ISBA

On peut décrire de façon simpliste le fonctionnement de ce modèle de la manière suivante : la quantité d'eau et d'énergie disponible en surface provenant des modèles atmosphériques est fournie en entrée d'ISBA, celui-ci les répartit dans les différentes couches du sol en fonction de plusieurs facteurs (différents paramètres caractérisant la pénétration de l'eau et de la chaleur dans le sol, l'utilisation de l'eau par les racines des plantes, l'état de saturation ou non du sol en eau, ...). Les équations régissant ces transferts sont les suivantes (équations de bilan d'énergie et d'eau ; Noilhan and Mahfouf, 1996) :

$$c_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = R_n - H - LE - G_0 \quad \text{Eq. 14}$$

$$\Delta z_j c_{gj} \frac{\partial T_j}{\partial t} = G_{j-1} - G_j + L_f F_{jw} \quad \text{Eq. 15}$$

$$\Delta z_j \frac{\partial w_{Lj}}{\partial t} = F_j - F_{j-1} - \frac{1}{\rho_w} (E_{jtr} + E_{gL} + F_{jw}) \quad (w_{\min} \leq w_{Lj} \leq w_{sat}) \quad \text{Eq. 16}$$

$$\Delta z_j \frac{\partial w_{Ij}}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w} (F_{jw} - E_{gl}) \quad (0 \leq w_{Ij} \leq w_{sat} - w_{\min}) \quad \text{Eq. 17}$$

où c_s (en $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$) représente la capacité calorifique effective de la biomasse de surface, T_s (en K) la température de surface, t (en s) le temps, R_n (en W.m^{-2}) flux radiatif net, H (en W.m^{-2}) le flux de chaleur sensible, LE (en W.m^{-2}) le flux de chaleur latente, G_0 (en W.m^{-2}) le flux de chaleur dans le sol au niveau de la surface, j désigne l'indice de la couche du sol considérée (j varie entre 1 et 5), Δz_j (en m) est l'épaisseur de la couche j , c_{gj} ($\text{J.K}^{-1}.\text{m}^{-3}$) est la capacité calorifique du sol pour la couche j , T_j (en K) est la température du sol pour la couche j , G_j (en W.m^{-2}) est le flux de chaleur dans la couche j , L_f (J.kg^{-1}) est la chaleur latente de fusion, F_{jw} (en m.s^{-1}) est le terme d'énergie lié au changement de phase dans la couche j , w_{Lj} (en $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) est le contenu volumétrique d'eau liquide moyen sur toute la couche j , ρ_w (kg.m^{-3}) est la masse volumique de l'eau liquide, E_{jtr} (en $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) est le terme de transpiration pour la couche j , E_{gL} (en $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) est l'évaporation du sol nu, w_{\min} (en $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) est le seuil correspondant au contenu volumétrique d'eau liquide minimum, w_{sat} (en $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) est la porosité du sol, w_{Ij} (en $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) est le contenu volumétrique de glace moyen sur toute la couche j , E_{gl} (en $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) est la sublimation du sol nu.

Le flux de chaleur dans le sol, G , dans **Eq. 14** et **Eq. 15** est calculé en utilisant l'équation suivante :

$$G = \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad \text{Eq. 18}$$

où λ est la conductivité thermique du sol, z (en m) l'épaisseur du sol (les z croissants sont dirigés vers le bas).

Le flux vertical d'eau liquide dans le sol, F , peut s'écrire de la manière suivante :

$$F = -k \frac{\partial}{\partial z} (\phi + z) - \frac{D_{v\psi}}{\rho_w} \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad \text{Eq. 19}$$

où ϕ (en m) représente le potentiel matriciel du sol, k (en m.s^{-1}) la conductivité hydraulique et $D_{v\psi}$ (en $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) la conductivité isotherme de la vapeur. Le premier terme de l'équation **Eq. 19** correspond à la loi de Darcy pour les transferts d'eau liquide et le second terme représente un flux d'eau provenant du transfert de vapeur d'eau. Le potentiel matriciel du sol et la conductivité hydraulique sont reliés à w_L en utilisant la modélisation de Brooks et Corey (1966) associée avec la relation de Clapp et Hornberger (1978), cette relation n'est pas donnée explicitement ici, pour plus de détails voir Noilhan et Mahfouf (1996). L'évaporation (E_{gL}) et la sublimation (E_{gl}) du sol nu représentent l'eau qui est captée (ou restituée) par la couche du sol la plus haute (couche de surface). Le terme E_{jtr} correspond à la respiration de la végétation et dépend évidemment du profil racinaire choisi pour modéliser la quantité de racine présente dans chaque couche. En général, dans les modèles, ce profil est de type « exponentielle décroissante » (traduisant le fait que la plus grande partie des racines sont localisées dans les couches de surface du sol et que leur quantité diminue lorsque l'on s'enfonce dans le sol). Cependant, comme nous n'avons que peu d'informations disponibles sur le système racinaire, nous avons utilisé le profil racinaire par défaut, qui est linéaire. Une source ou un

puits de chaleur latente résultant d'un changement de phase de l'eau dans le sol est représenté par le terme F_{jw} .

La Figure 32 montre de façon schématique la décomposition en couches du sol dans ISBA et introduit la notion de drainage et de ruissellement (ou runoff). En effet considérons le cas de la première couche (celle qui est la plus proche de la surface). L'eau de pluie va y pénétrer si le sol n'est pas saturé. Et à cause de la gravité celle-ci aura tendance à s'écouler vers la couche suivante avec le temps. L'eau va s'écouler jusqu'à ce qu'un équilibre hydrostatique soit atteint (les flux verticaux vers la surface engendrés par les forces de capillarité par exemple vont compenser l'écoulement gravitationnel). Et il en sera de même pour les autres couches, jusqu'à la dernière. Le flux d'eau qui s'écoule ainsi sous la dernière couche correspond au drainage (eau s'évacuant vers les nappes souterraines par exemple). Par contre si une couche est saturée, elle ne peut plus contenir d'eau, mais elle continue quand même à en recevoir de la couche supérieure ou de l'atmosphère. Cette eau va donc être évacuée latéralement au niveau de la couche considérée. La somme sur toutes les couches de cette eau ainsi évacuée, constitue l'une des deux composantes de ce que l'on désignera désormais sous le terme de ruissellement (il s'agit en fait du ruissellement supersaturé, voir plus bas pour la description de la deuxième composante du ruissellement), comme le montre la Figure 32.

En général le ruissellement est négligeable sauf dans deux cas. Tout d'abord lors du dégel printanier, car avec le retour des beaux jours, le sol en surface va dégeler. Mais comme le gradient de chaleur résultant va mettre du temps à pénétrer dans le sol, les couches plus profondes vont rester gelées. Ainsi l'eau ne pourra pas pénétrer profondément dans le sol, les couches de surface seront donc très vite saturées, conduisant à un fort ruissellement. Un fort ruissellement peut aussi se produire lorsque le sol est hétérogène. En effet si les couches de surface sont formées par des grains grossiers, l'eau pourra facilement percoler, mais si les couches plus profondes ont une structure plus fine et plus compacte, l'eau aura du mal à traverser ces couches, conduisant à une saturation plus rapide des couches de surface et donc à un ruissellement important.

De plus ISBA prend en compte la variabilité sous maille du ruissellement de surface (qui est la deuxième composante du ruissellement). En effet, pour les précipitations comme pour les propriétés de texture du sol et d'humidité du sol, on considère une valeur moyenne sur toute la maille de $1^\circ \times 1^\circ$. Cependant il existe une large hétérogénéité spatiale de ces variables à cette échelle et qui bien évidemment influence l'écoulement de l'eau dans le sol. Ainsi, dans la réalité, il se peut qu'il y ait localement des zones saturées, induisant un ruissellement de surface, qui ne peut être modélisé en ne considérant que la valeur moyenne des précipitations. Ce calcul de zone saturée dans la maille est effectué par une approche statistique sur les précipitations via le module VIC (Variable Infiltration Capacity ; Wood et al., 1992). La variabilité sous maille des précipitations est traitée de façon implicite par cette méthode. Il y a des techniques plus sophistiquées pour désagréger statistiquement la précipitation moyenne, car il est plus que probable que les précipitations soient localisées sur une partie de la maille seulement, qui recevra donc beaucoup plus d'eau que ce qui est prévu par la valeur moyenne, tandis qu'en d'autres endroits il n'y aura pas ou peu de précipitations. Mais une telle approche dépasse le cadre de cette étude.

L'un des avantages d'ISBA est d'avoir un module de simulation de la neige, ce qui est primordial pour notre étude. Tout comme le sol, la neige est décomposée en couches d'épaisseurs variables. Celles-ci sont au nombre de trois (trois étant considéré comme le nombre minimum de couches permettant de résoudre de façon adéquate le profil thermique de la neige entre le haut et la base du couvert neigeux (Boone et al., 2000)). L'épaisseur de ces couches varie en fonction de l'épaisseur totale du manteau neigeux. Les équations donnant la taille des couches sont fournies dans (Boone et al., 2000). On peut toutefois noter que lorsque

l'épaisseur totale dépasse 0,2 m, l'épaisseur de la couche en contact avec l'atmosphère devient constante et égale à 0,05 m. De plus l'épaisseur maximale de la deuxième couche est fixée à 0,5 m. Ces conditions permettent d'assurer un bon échantillonnage de gradients verticaux de chaleur et de densité, qui sont de plus en plus importants lorsqu'on se rapproche de la surface du couvert neigeux.

La résolution temporelle d'ISBA est de 5 minutes avec une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$ (résolution des données de forçage). Les paramètres de la végétation (type de végétation et indice de couvert végétal) en entrée du modèle varient spatialement et mensuellement. Le modèle a été utilisé sur une zone centrée sur l'Ob allant de $50,5^\circ\text{N}$ à $79,5^\circ\text{N}$ et $55,5^\circ\text{E}$ à $114,5^\circ\text{E}$ (contenant l'ensemble du bassin de l'Ob), pour la période allant du 1^{er} août 1992 au 31 juillet 1995. Nous avons choisi cette période, car elle correspond au recouvrement entre la période d'activité du satellite TOPEX/Poseidon (10 août 1992 au 15 août 2002 sur l'ancienne orbite et de septembre 2002 à octobre 2005 pour la nouvelle orbite) et la période pour laquelle nous disposons des données de forçage pour faire tourner le modèle (d'août 1982 à juillet 1995).

Avant de lancer la simulation sur la période d'intérêt, il a fallu faire une phase de « spin-up » sur 1991. En effet comme nous n'avions pas de données initiales de bonne qualité, nous avons fait tourner le modèle plusieurs fois pour l'année 1991, jusqu'à ce que le modèle converge vers un état stable (qui a été considéré comme atteint lorsque, pour chaque maille de la grille et chaque couche du sol, la différence de température du sol entre le run N et le run N-1 est devenue inférieure à 0,1 Kelvin).

2.2.2.2. Forçages atmosphériques utilisés en entrée d'ISBA

ISBA a été utilisé en mode forcé (ou off-line), c'est-à-dire que les données atmosphériques utilisées en entrée du modèle ont été calculées avant de lancer la simulation, ce qui signifie que le modèle ne peut pas les modifier, il n'y a donc pas de rétroaction du modèle sur l'atmosphère. Il faut toutefois noter qu'en général ISBA est utilisé en mode couplé (ou on-line), c'est-à-dire qu'il est couplé avec un modèle atmosphérique, les deux modèles tournant en même temps. Le modèle atmosphérique fournissant à ISBA les données atmosphériques et ISBA lui fournissant les données à la surface du sol (évapotranspiration, température du sol, ...). Les deux modèles peuvent donc rétroagir l'un avec l'autre, ce qui est plus réaliste. Mais pour cela il faut disposer d'un modèle atmosphérique et de la puissance de calcul nécessaire pour faire coupler les deux modèles.

Pour cette étude, les données de forçage utilisées proviennent du Global Soil Wetness Project – Phase II (GSWP2 ; Dirmeyer et al., 2006). GSWP2 a pour objectif de contribuer au développement des modèles de surface continentale et d'estimer leur performance ainsi que des données de forçage utilisées en entrée. Ainsi différents jeux de précipitation (pluie et neige) ont été développés au cours de ce projet. Ils sont basés sur deux réanalyses différentes de précipitation : NCEP/DOE (Kanamitsu et al., 2002) et ERA-40 (Betts and Beljaars, 2003). Ensuite deux corrections ont pu être appliquées à ces deux champs : l'hybridation (les données sont corrigées en utilisant des mesures in-situ et satellitaires) et la correction du biais des mesures in-situ (à cause du vent, les mesures in-situ ont tendance à sous-estimer les précipitations ; Dirmeyer et al., 2006). Pour la première correction (hybridation), deux jeux de données issues d'observation peuvent être utilisées : l'un est basé sur des mesures in-situ, provenant du Global Precipitation Climatology Centre (GPCC ; Rudolf et al., 1994), l'autre est basé sur des mesures satellitaires, il s'agit du Global Precipitation Climatology Project (GPCP ; Huffman et al. 1997). Ainsi différentes corrections d'hybridation peuvent être utilisées (Dirmeyer et al., 2006). L'équipe responsable du projet GSWP2 a défini différents scénarios, se distinguant par les données de précipitation utilisées et les corrections qui leur

sont apportées (Tableau 9). Decharme et Douville (2006) ont comparé un ensemble d'observations in-situ avec les sorties de plusieurs modèles forcés avec les données GSWP2-B0 et GSWP2-P3 sur le bassin du Rhône. Ils ont pu montrer que les données GSWP2-P3 donnaient de meilleurs résultats que GSWP2-B0 sur leur zone d'étude. Cette étude a été étendue à l'échelle globale (Decharme, 2005), mais avec des résultats moins précis puisque les données permettant de faire des validations à l'échelle globale sont de moins bonne qualité que les données sur le Rhône. Toutefois, Decharme (2005) a estimé que les conclusions obtenues pour le Rhône sont aussi valides pour l'Europe, l'Amérique du Nord et la Sibérie. C'est pourquoi GSWP2-P3 a été utilisé comme forçage de base pour faire tourner ISBA sur l'Ob. Toutefois, les autres jeux de précipitation ont aussi été testés (voir le paragraphe 2.2.3. ou l'article en fin de chapitre).

Tableau 9. Nomenclature des différentes expériences réalisées durant GSWP2 et description des données de précipitation utilisées

Expériences GSWP2	Réanalyse	Hybridation	Correction du biais des stations in-situ
B0	NCEP/DOE	Oui (GPCC et GPCP)	Oui
P1	ERA-40	Non	Non
P2	NCEP/DOE	Oui (GPCC)	Oui
P3	NCEP/DOE	Oui (GPCC)	Non
P4	NCEP/DOE	Non	Non
PE	ERA-40	Oui (GPCC et GPCP)	Non

2.2.2.3. Le système de routage TRIP

ISBA considère chaque maille indépendamment des autres. Ainsi, le ruissellement et le drainage quittant une maille sont considérés comme rejetés directement dans l'océan, sans interagir avec les autres mailles, ce qui n'est pas très réaliste. ISBA permet donc d'avoir une idée de l'eau qui va ruisseler ou être drainée et qui sera disponible pour alimenter le fleuve, mais il ne permet pas, à lui seul, de simuler les apports latéraux vers le fleuve.

C'est pourquoi a été utilisé le système de routage TRIP (Total Runoff Integrating Pathways), développé par Oki et Sud (1998). Le principe de base est le suivant : pour chaque maille on fixe une direction vers laquelle s'évacue le ruissellement et le drainage en trop, ce qui permet de propager le surplus d'eau de maille en maille jusqu'à l'embouchure du fleuve, où il rejoint l'océan. TRIP utilise les sorties de drainage et de ruissellement d'ISBA et repose sur l'équation du bilan d'eau suivante :

$$\frac{dStock}{dt} = Q_{in} - Q_{out} \quad \text{Eq. 20}$$

où Stock est la quantité d'eau stockée au point considéré à l'instant t et Q_{in} et Q_{out} sont respectivement les flux d'eau entrant et sortant à l'instant t (exprimé en $m^3.s^{-1}$). En discrétisant (en temps et en espace) cette équation devient :

$$Stock(n.\Delta t, i) = Stock((n-1).\Delta t, i) + \Delta t.(Q_{in}(n.\Delta t, i) - Q_{out}(n.\Delta t, i)) \quad \text{Eq. 21}$$

Où n est l'itération en cours, i l'indice de la maille considérée et Δt le pas de temps (on a choisit $\Delta t = 86400$ s, soit 1 jour). De plus on a :

$$Q_{in}(n.\Delta t, i) = (Ruiss(n.\Delta t, i) + Drainage(n.\Delta t, i)) \cdot \frac{surface(i)}{\rho_{eau}} + \sum_j Q_{out}(n.\Delta t, j) \quad \text{Eq. 22}$$

$$Q_{out}(n.\Delta t, j) = Stock(n.\Delta t, j) * \frac{v}{L(j)} \quad \text{Eq. 23}$$

Où $Ruiss(n.\Delta t, i)$ et $Drainage(n.\Delta t, i)$ correspondent au ruissellement et au drainage en sortie d'ISBA pour la maille i et le pas de temps $n.\Delta t$ (en $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), $surface(i)$ est la surface de la maille i (en m^2), ρ_{eau} est la densité de l'eau (égale à 1000 kg.m^{-3}), j correspond aux mailles voisines de la maille i qui s'écoulent dans celle-ci., v est la vitesse d'écoulement du fleuve (considérée comme constante, en temps et en espace, égale à $0,5 \text{ m.s}^{-1}$).

Oki et Sud (1998) ont réalisé un fichier qui affecte à chaque maille du bassin hydrologique un numéro correspondant à la direction de l'écoulement (1 : Nord, 2 : Nord-Est, 3 : Est, 4 : Sud-Est, 5 : Sud, 6 : Sud-Ouest, 7 : Ouest, 8 : Nord-Ouest, 9 : pas de sortie pour le pixel, 0 : donnée manquante) vers laquelle s'évacue son flux sortant (i.e. Q_{out}), ce fichier est téléchargeable sur la page personnelle du professeur T. Oki : <http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~taikan/TRIPDATA/TRIPDATA.html>. L'hypothèse faite est la suivante : un pixel peut avoir plusieurs flux entrants (i.e. plusieurs Q_{in}), mais son flux sortant ne peut s'évacuer que vers une seule direction (i.e. vers au maximum une des 8 mailles avoisinantes), qui est distincte des flux entrants.

Après avoir téléchargé les données de routage sur le site Internet de TRIP, à savoir le fichier à la résolution de $1^\circ \times 1^\circ$ indiquant pour chaque point de la Terre (hors océans) la direction d'écoulement du flux d'eau sortant, a été implémenté l'algorithme de routage décrit ci-dessus. J'ai ensuite pu déterminer les apports latéraux vers le fleuve en appliquant TRIP à ISBA et en ne gardant que les branches qui rejoignent le fleuve (Figure 33). La Figure 33 montre la localisation du centre des 8 pixels ISBA se situant sur le fleuve (ronds bleu turquoise sur la Figure 33) et qui représentent la localisation spatiale des apports latéraux, utilisés comme condition aux limites par LISFLOOD-FP.

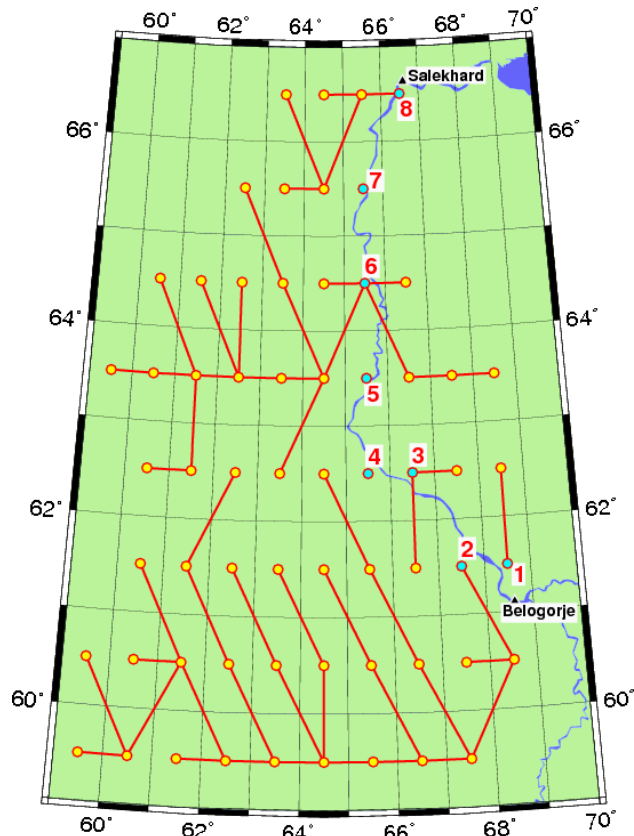


Figure 33. Routage des pixels ISBA contribuant aux apports latéraux de l'Ob (routage dérivé de TRIP)

Cependant, dans le cas de l'Ob, ISBA a une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$, tandis que le vecteur fleuve et plus généralement le Modèle Numérique de Terrain (MNT) utilisé par LISFLOOD-FP a une résolution de $0,9 \times 0,9 \text{ km}^2$. Ainsi chaque pixel ISBA se trouvant sur le fleuve va contenir un nombre important de points du vecteur fleuve. Il a donc été décidé d'affecter les apports latéraux calculés via ISBA sur le point du vecteur fleuve de LISFLOOD-FP le plus proche du centre de la maille ISBA.

2.2.2.4. Le modèle hydrodynamique LISFLOOD-FP

LISFLOOD-FP (Bates et De Roo, 2000) est un modèle hydraulique couplé 1D/2D conçu pour simuler la hauteur d'eau et le débit le long d'un fleuve et de ses plaines d'inondation, avec un coût de calcul raisonnable. Le principe de base de ce modèle est de considérer que l'écoulement du fleuve est 1D lorsque celui-ci est dans son lit, puis devient 2D lorsqu'il déborde (Figure 34).

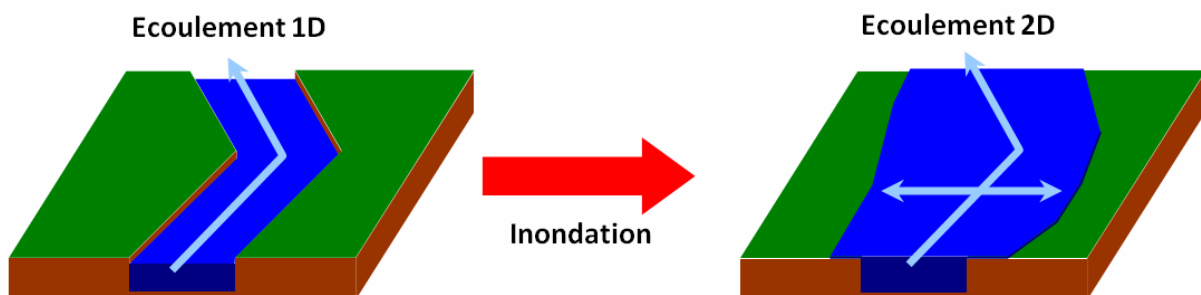


Figure 34. Couplage 1D/2D dans LISFLOOD-FP

Le fleuve est représenté par un vecteur 1D comportant : les coordonnées du centre du fleuve, la largeur du fleuve*, le coefficient de Manning* (qui caractérise le frottement), l'élévation du lit du fleuve* et le cas échéant les apports latéraux (* ces paramètres peuvent être soit spécifiés pour chaque point du vecteur fleuve, soit seulement pour les points qui ont un apport latéral et dans ce cas ces paramètres seront interpolés linéairement entre ces points). Cette représentation 1D permet de prendre en compte l'écoulement du flot de l'amont vers l'aval et de représenter l'influence des variations de pentes sur cet écoulement. Les équations qui régissent l'écoulement du fleuve correspondent aux équations de St-Venant en faisant l'approximation d'une onde cinématique : l'équation de continuité est donnée par **Eq. 24** et l'approximation de l'équation du mouvement par **Eq. 25**. L'équation de continuité correspond à la conservation de la masse (ou du débit), tandis que l'équation du mouvement est obtenue en appliquant la deuxième loi de Newton (la somme des forces est égale à la dérivée temporelle de la quantité de mouvement). L'approximation cinématique (**Eq. 25**), revient à considérer que la pente du lit du fleuve (S_0) est égale à la pente de friction (deuxième terme de l'équation **Eq. 25**, qui peut-être approximé par la pente de surface du fleuve), ce qui revient à négliger l'accélération et le terme de pression.

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q \quad \text{Eq. 24}$$

$$S_0 - \frac{n^2 W^{4/3} Q^2}{A^{10/3}} = 0 \quad \text{Eq. 25}$$

où Q correspond au débit du fleuve, A est l'aire du fleuve perpendiculairement au cours du flot, q le terme source d'eau extérieur (des zones inondées ou des affluents), S_0 est la pente du lit du fleuve, n est le coefficient de Manning (friction) et W est la largeur du fleuve.

D'autre part, LISFLOOD-FP fait l'approximation d'une bathymétrie rectangulaire du fleuve. Cette approximation est réaliste pour un fleuve large comme l'Ob inférieur (la largeur du fleuve est de l'ordre de 2 km pour une profondeur maximum comprise entre 15 et 20 m). Les équations **Eq. 24** et **Eq. 25** permettent de calculer le débit Q et l'aire de la section transversale A (et par conséquent la hauteur du fleuve, puisque le fleuve est rectangulaire et la largeur W du fleuve est connue).

Au niveau numérique ces deux équations sont discrétisées en utilisant les différences finies et un schéma explicite pour la dépendance en temps, et le système non-linéaire composé de ces deux équations est résolu en utilisant le schéma de Newton-Raphson.

Les plaines d'inondation sont caractérisées par leur topographie, provenant d'un MNT, dans une projection qui conserve les distances (comme la Lambert azimutale), permettant ainsi d'avoir des pixels qui ont tous la même surface, afin de simplifier les calculs d'échange de masse. Le vecteur fleuve et la plaine d'inondation sont considérés séparément. En effet le lit du fleuve n'occupe aucun pixel de la plaine d'inondation, mais représente plutôt un écoulement entre les pixels qui se trouvent sur le lit du fleuve. Ces pixels ont donc deux hauteurs d'eau qui leurs sont associées : une pour le fleuve et l'autre pour la plaine d'inondation elle-même. Le fleuve interagit avec la plaine d'inondation via une équation d'écoulement du type équation de Manning (**Eq. 27**), qui permet à l'eau de s'écouler entre le fleuve et les nœuds de la plaine d'inondation qui sont situés sur le fleuve. La comparaison entre la profondeur du lit du fleuve et le MNT permet d'obtenir la profondeur du fleuve et donc de déterminer quand le fleuve sort de son lit (qui est supposé avoir une forme rectangulaire dans la direction perpendiculaire à l'écoulement). L'écoulement entre deux cellules de la plaine d'inondation est simplement une fonction de la différence de hauteur d'eau entre ces deux cellules (Figure 35). De plus il y a un découplage de la composante en x et en y de l'écoulement (Figure 35), ce qui permet d'économiser du temps de calcul, mais ce qui ne permet pas de représenter de façon précise la propagation des ondes diffusives sur la plaine d'inondation. Cependant il a été montré que cette méthode donne des résultats assez

proches de ceux obtenus en utilisant une discrétisation en différences finies plus précise de l'équation d'onde diffusive (Horritt and Bates, 2001).

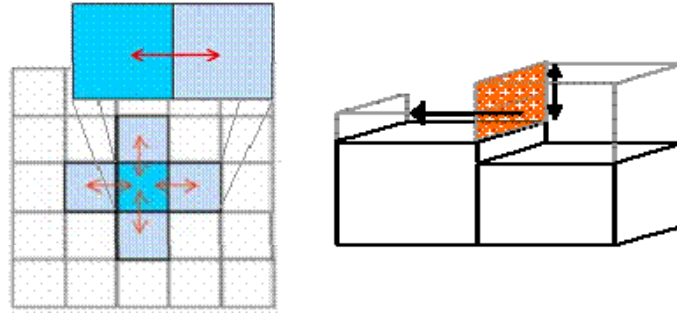


Figure 35. Principe du calcul de l'écoulement sur la plaine d'inondation dans LISFLOOD-FP (figure extraite du site internet de LISFLOOD-FP : <http://www.ggy.bris.ac.uk/research/hydrology/models/lisflood>)

Les équations régissant l'écoulement dans la plaine d'inondation sont les suivantes :

$$\frac{dh^{i,j}}{dt} = \frac{Q_x^{i-1,j} - Q_x^{i,j} + Q_y^{i,j-1} - Q_y^{i,j}}{\Delta x \Delta y} \quad \text{Eq. 26}$$

$$Q_x^{i,j} = \frac{h_{flow}^{5/3}}{n} \left(\frac{h^{i-1,j} - h^{i,j}}{\Delta x} \right)^{1/2} \Delta y \quad \text{Eq. 27}$$

où $h^{i,j}$ correspond à la hauteur d'eau au nœud (i,j) , Q_x et Q_y sont les débits selon x et y respectivement, Δx et Δy sont les dimensions de la cellule et n est coefficient de Manning pour la zone d'inondation (friction). Q_y est défini de la même manière que Q_x (cf. équation **Eq. 27**). h_{flow} est définie comme la différence entre la plus haute surface d'eau libre et l'élévation du lit du fleuve la plus haute entre les deux cellules (elle représente la hauteur à travers laquelle l'eau peut s'écouler d'une cellule à l'autre). L'équation **Eq. 27** est aussi utilisée pour calculer l'écoulement entre la plaine d'inondation et le lit du fleuve, permettant à la hauteur de la cellule de la plaine d'inondation d'être actualisé en utilisant l'équation **Eq. 26** en réponse à l'écoulement venant du lit du fleuve. L'écoulement calculé par l'équation **Eq. 26** est aussi utilisé comme terme source dans l'équation **Eq. 24**, permettant de faire le lien entre la plaine d'inondation et l'écoulement dans le lit mineur du fleuve. Ainsi, il y a seulement transfert de masse entre le fleuve et la plaine d'inondation, ce transfert ne dépendant que de la différence de hauteur d'eau entre le fleuve et la plaine d'inondation.

2.2.2.5. Données utilisées en entrée de LISFLOOD-FP

LISFLOOD-FP nécessite en entrée un certain nombre de données qui permettent de caractériser de façon précise à la fois le fleuve et sa plaine d'inondation. Pour décrire le fleuve, il faut connaître : les coordonnées du centre du fleuve, la largeur du fleuve, le coefficient de Manning, l'élévation du lit du fleuve, le débit entrant, les apports d'éventuels affluents et les apports latéraux. En ce qui concerne la plaine d'inondation, il faut connaître la topographie de la plaine d'inondation (fournie par un MNT) et le coefficient de Manning. Ci-dessous est expliqué comment ont été estimés ces paramètres pour la modélisation de l'Ob.

Le centre du fleuve a été calculé à partir d'un masque du fleuve provenant de la CIA World Data Bank II (Gorny and Carter, 1987). La Figure 36 montre le résultat obtenu (en vert le masque de l'Ob et en marron le vecteur du centre du fleuve qui en a été extrait).

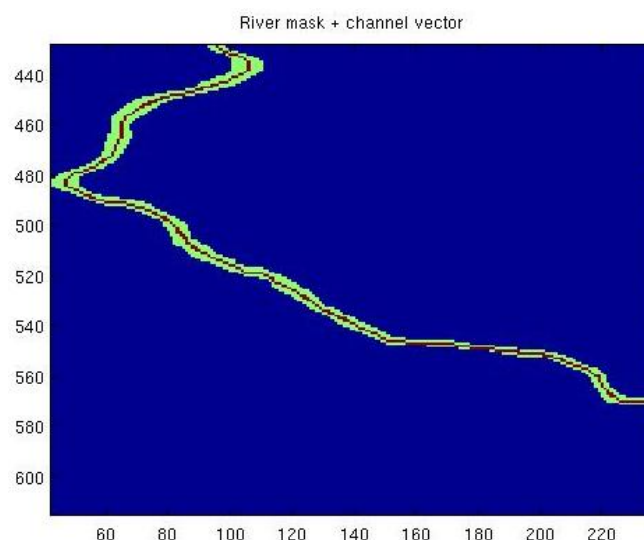


Figure 36. Masque de l'Ob inférieur (provenant de la CIAWDBII) et son centre qui en a été extrait

D'après l'étude d'Akimenko et al. (2001), la profondeur maximale sur l'Ob inférieur peut atteindre entre 15 et 20 m. Seulement, il est impossible d'avoir une estimation, même grossière de la bathymétrie du fleuve. C'est pourquoi, elle a été estimée en lissant l'élévation du MNT le long du fleuve, puis en lui retranchant une valeur constante (Figure 37), ce qui revient à considérer que le fleuve a une profondeur constante. Lors des tests de sensibilité (voir la section 2.2.3.3) quatre profondeurs différentes du fleuve ont été testées (5 m, 10 m, 15 m et 20 m).

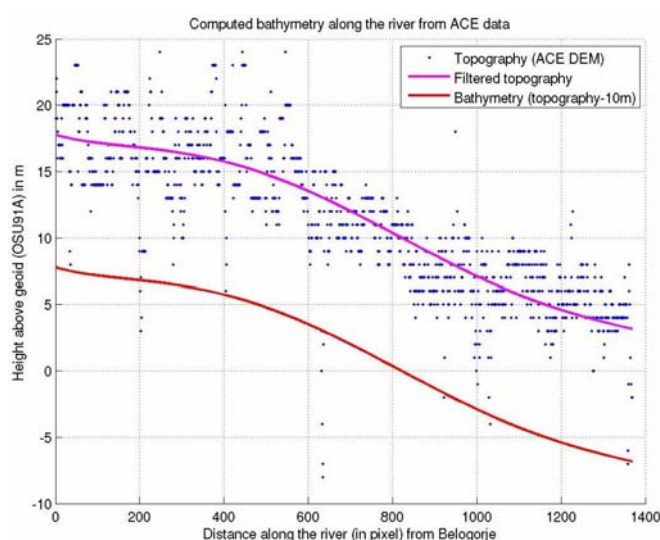


Figure 37. Bathymétrie du fleuve (en m, courbe rouge) calculée à partir de la topographie lissée du MNT (les points bleus correspondent à la topographie du MNT et la courbe magenta à son lissage)

Après étude d'images Landsat, il a été décidé de prendre une largeur du fleuve constante égale à 2 km.

Le coefficient de Manning le long du fleuve n'est pas très bien connu. Cependant, pour un fleuve ayant un lit sableux (comme l'Ob) et sans végétation dans son lit mineur, le coefficient de Manning varie entre 0,011 et 0,035 (Chow, 1964). Ainsi, pour simplifier la modélisation, le coefficient de Manning le long du fleuve a été considéré constant en temps et en espace et plusieurs tests de sensibilité ont été effectués avec un coefficient variant de 0,01 à 0,04 avec un pas de 0,005 (voir la section 2.2.3.3). Le coefficient de Manning sur la plaine d'inondation est lui aussi considéré comme constant en temps et en espace et a été fixé à 0,06.

Peu de MNT sont disponibles pour les hautes latitudes, surtout pour la Sibérie. Les deux meilleurs sont les MNT ACE (Altimeter Corrected Elevation, référencé par rapport au géoïde OSU91A) de l'université De Montfort et GTOPO30 (référéncé par rapport au géoïde WGS84) de l'USGS (United States Geological Survey). Ils ont tous les deux une résolution spatiale de 30 arc-secondes, ce qui correspond à environ 0,9 km aux hautes latitudes. Bien que cette résolution spatiale puisse sembler assez grossière, elle est toutefois adéquate pour notre étude étant donné la largeur de l'Ob (d'environ 2 km) et la taille importante des plaines d'inondation. Il faut souligner que c'est la résolution du MNT qui fixe la résolution des cartes de hauteur d'eau en sortie de LISFLOOD-FP, qui auront donc une résolution spatiale de 0,9 km. La visualisation de ces deux MNT (Figure 38) permet de constater des artefacts qui auront une grande influence sur la simulation des plaines d'inondation. La différence entre GTOPO30 et ACE est présentée à la Figure 39. En dessous de 66°N, ACE a été généré en interpolant des données de l'altimètre ERS-1 lors de sa phase géodésique. Au-dessus de 66°N, ACE utilise les mêmes données que GTOPO30. La Figure 38.b montre les artefacts dus à l'interpolation des traces ERS-1. GTOPO30, quant à lui, résulte de la fusion de données provenant de sources différentes et ayant des résolutions et des qualités variables, ce qui provoque des biais artificiels entre différentes régions (visible autour de 64°N sur la Figure 38.a). On peut remarquer que pour GTOPO30, la plaine d'inondation de l'Ob entre 62,3°N et 64°N est complètement plate (l'élévation est constante), ce qui conduit à simuler des plaines d'inondation non réalistes (Biancamaria et al., 2007). C'est pourquoi le MNT ACE (initialement disponible en projection lon/lat) a été choisi pour simuler l'Ob inférieur et a été reprojeté dans une projection cylindrique de surface constante (égale à 0,9x0,9 km²) développée par le NSIDC (National Snow and Ice Data Center) et appelée EASE-Grid (Equal-Area Scalable Earth Grid, les équations pour cette projection sont disponibles sur le site du NSIDC : http://nsidc.org/data/ease/ease_grid.html).

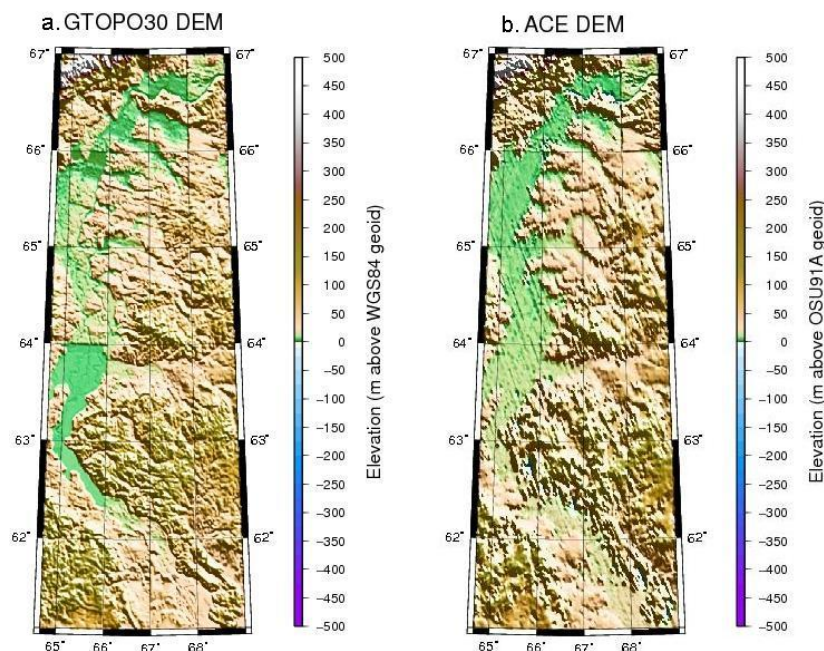


Figure 38. MNT disponibles sur le domaine d'étude : GTOPO30 (de l'USGS, a.) et ACE (de l'université De Montfort, b.). Le MNT ACE a été choisi pour la modélisation de l'Ob inférieur

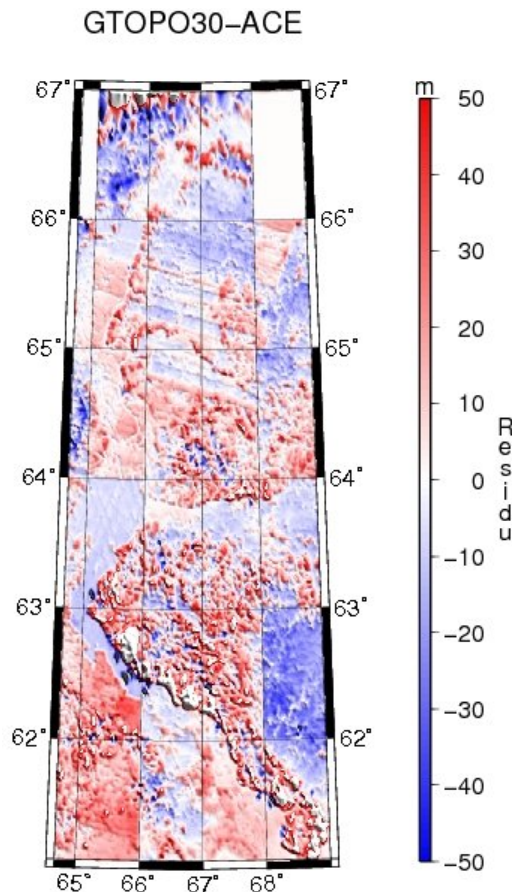


Figure 39. Difference entre les modèles numériques de terrain GTOPO30 et ACE

Le débit en entrée de la zone d'étude pour l'Ob inférieur correspond au débit journalier mesuré à Belogorje, qui a été téléchargé sur le site web ArcticRIMS (<http://rims.unh.edu>). Comme seule l'année 1993 était disponible en entier pour cette station, LISFLOOD-FP n'a pu être utilisé que sur cette année.

2.2.3. Résultats de la modélisation et tests de sensibilité

Ce paragraphe présente un résumé des résultats obtenus pour la modélisation de l'Ob inférieur, ainsi que les tests de sensibilité effectués. Pour plus de détails, il faut se référer à l'article accepté pour publication dans le *Journal of Hydrology* (section 2.2.4).

2.2.3.1. Modélisation des apports latéraux avec ISBA

La différence (courbe cyan, Figure 40.a et .b) entre le débit in-situ à Salekhard (courbe bleue, Figure 40.a.), qui correspond à la station in-situ à la sortie du domaine d'étude (voir Figure 30 pour sa localisation) et le débit in-situ à Belogorje (courbe verte, Figure 40.a.), retardé de 10 jours, qui correspond à la station in-situ à l'entrée du domaine d'étude, permet d'avoir une estimation de la somme des apports latéraux entre ces deux stations. Le débit à Belogorje a été décalé de 10 jours afin de maximiser la corrélation avec le débit à Belogorje, ce qui correspond au temps de propagation du débit entre Salekhard et Belogorje. La courbe rouge (Figure 40.b) représente la somme des apports latéraux simulés par ISBA. Comparée à la somme totale des apports latéraux estimés à partir des données in-situ, le maximum des apports latéraux simulés par ISBA est sous-estimé et en avance de près de deux mois. L'ensemble des courbes sur la Figure 40.c représente les huit apports latéraux calculés par

ISBA (pour leur localisation voir la Figure 40) et permet de constater que le maximum d'apport latéral en mars est principalement lié à l'apport latéral n°6 (situé vers 64,5°N). L'apport latéral n°8, proche de Salekhard, est aussi relativement important et a principalement lieu en mai.

Pour comprendre la cause de cet écart entre la somme des apports latéraux simulés par ISBA et celle estimée à partir des mesures in-situ, diverses quantités simulées par ISBA ont été représentées (Figure 41). Cette figure met en évidence la faible valeur de la fraction moyenne de neige couvrant les pixels ISBA (Figure 41.d), qui ne dépasse jamais 0,17. Ainsi moins de 17% de la surface des pixels est couverte de neige en hiver, ce qui est assez surprenant pour une région arctique. A cause de ce faible couvert neigeux, le sol n'est plus isolé de la température de l'air en hiver. Ainsi la température modélisée dans la première couche du sol (Figure 41.f) varie de façon presque identique avec la température de l'air (Figure 41.e). Un autre effet de la faible fraction de neige est un faible albédo et donc une absorption plus importante du rayonnement solaire. Ainsi, lorsque la température de l'air augmente et dépasse 0°C pendant cinq jours en mars, presque toute la neige fond (à la fois à cause de la température de l'air et de la température du sol).

L'objectif est donc de comprendre la cause de ce faible couvert neigeux et réaliser des tests de sensibilité afin d'obtenir des apports latéraux plus proches des observations in-situ.

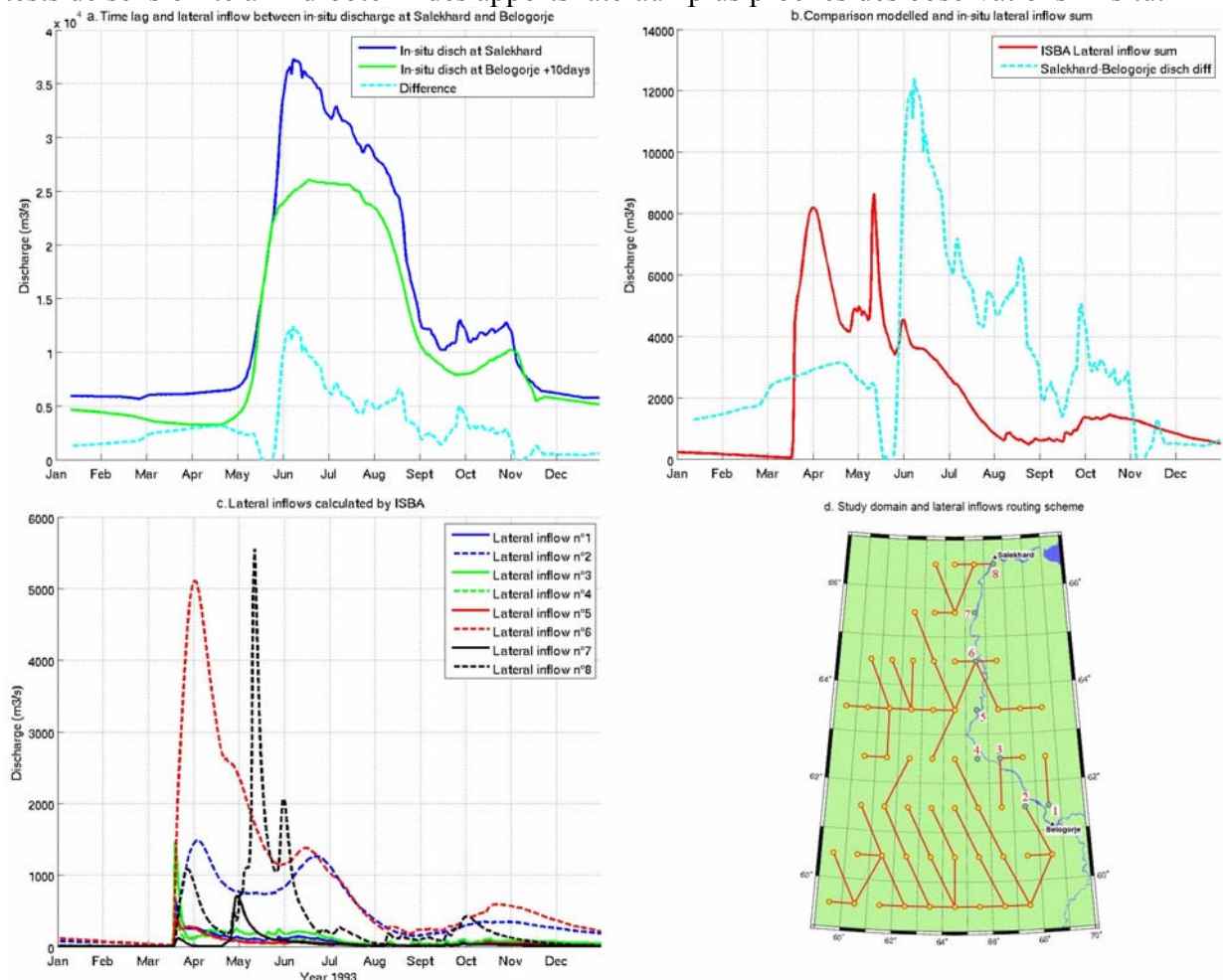


Figure 40. Débit (en m³/s) in-situ à Belogorje retardé de 10jours (courbe verte, a.), débit in-situ à Salekhard (courbe bleue, a.). La différence entre ces deux mesures (courbes cyan, a. et b.) permet d'avoir une estimation de la somme des apports latéraux entre ces deux stations. La courbe rouge (b.) représente la somme des apports latéraux simulés par ISBA. Les courbes sur le graphique Figure 40.c représentent les huit apports latéraux calculés par ISBA.

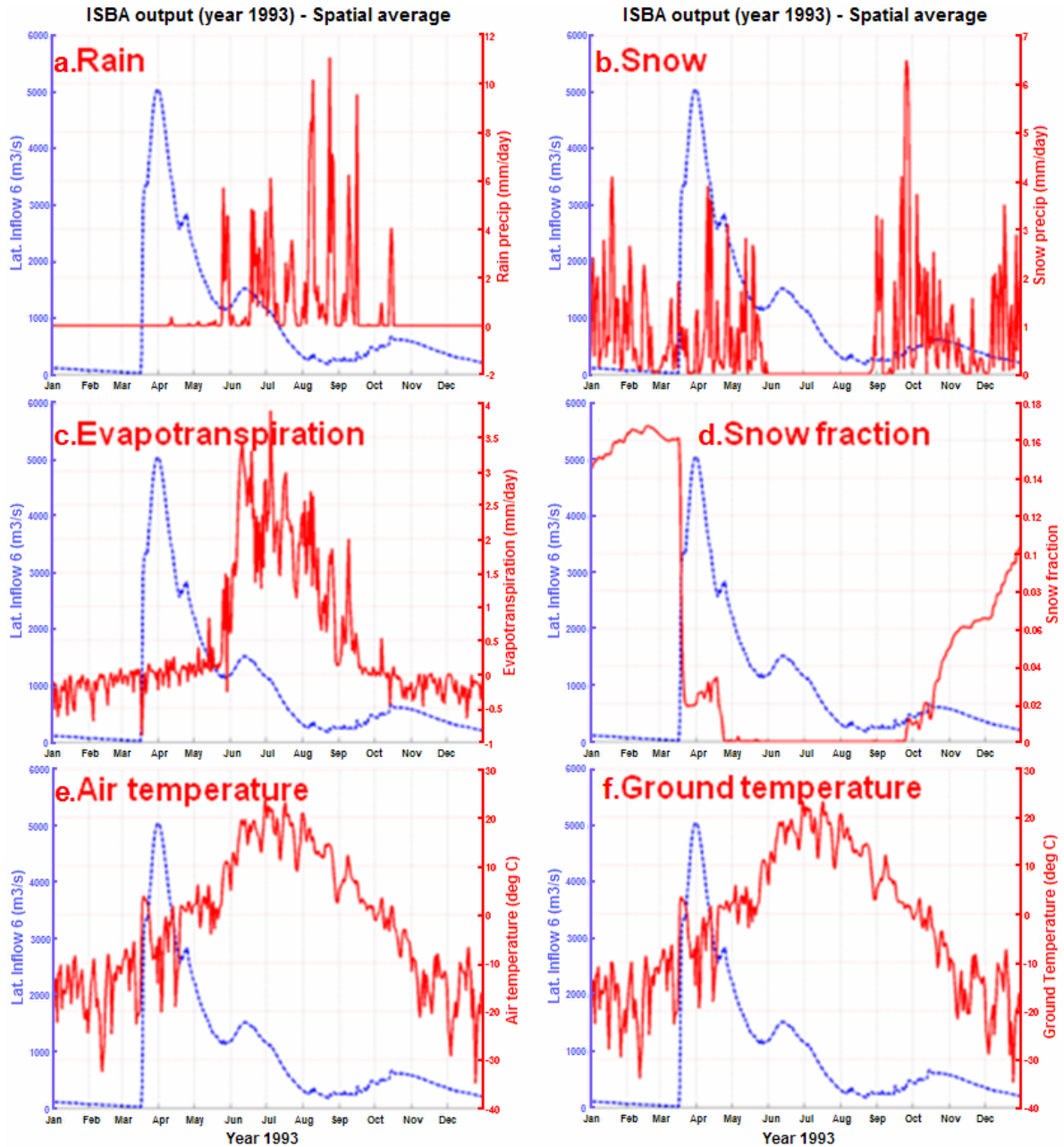


Figure 41. Comparaison entre l'apport latéral n°6 (courbe en pointillé bleu sur chaque graphique) et différentes variables d'ISBA (courbes rouges) : le taux de pluie (a.), de neige (b.), l'évapotranspiration (c.), la fraction de neige (d.), la température de l'air (e.), la température dans la première couche du sol (f.), l'équivalent en eau de la glace dans le sol (g.) et l'eau liquide dans le sol (h.). Toutes ces variables correspondent à une moyenne sur l'ensemble des pixels ISBA contribuant à l'apport latéral n°6.

2.2.3.2. Tests de sensibilité sur les paramètres d'ISBA

La fraction de neige (p_n) calculée par ISBA est une somme pondérée (Eq. 30) entre la fraction de neige sur la végétation (p_{nc} , Eq. 28) et sur le sol nu (p_{ng} , Eq. 29) (Pitman et al., 1991).

$$p_{nc} = \left(\frac{D_s}{D_s + c_{pn} Z_0} \right)^{b_{pn}} \quad (0 \leq p_{nc} \leq 1) \quad \text{Eq. 28}$$

$$p_{ng} = \left(\frac{W_s}{a_{pn} W_s + W_{np}} \right)^{b_{pn}} \quad (0 \leq p_{ng} \leq 1) \quad \text{Eq. 29}$$

$$p_n = (1 - veg) \cdot p_{ng} + veg \cdot p_{nc} \quad \text{Eq. 30}$$

où D_s est la hauteur de neige calculée par ISBA, W_s correspond à l'équivalent en eau de la neige (SWE pour Snow Water Equivalent) calculé par ISBA, W_{np} correspond au « generalized critical SWE » ($W_{np}=10 \text{ kg.m}^2$), $a_{pn}=1$, $b_{pn}=1$, $c_{pn}=5$, Z_0 à la rugosité du sol/végétation et veg est la fraction du couvert végétal.

Z_0 et le couvert végétal sont des données d'entrée d'ISBA qui varient mensuellement (mais restent constant d'une année sur l'autre) et proviennent d'ECOCLIMAP (Masson et al., 2002). La valeur moyenne du couvert végétal pour les pixels contribuant à l'apport latéral n°6 (classés comme forêt) est de 0,94. Pour ces pixels Z_0 a une valeur très importante comprise entre 1,32m et 1,36m. D'après l'équation **Eq. 30**, il est évident que si le couvert végétal est proche de 1, la fraction totale de neige sera très proche de la fraction de neige sur la végétation. Or celle-ci est faible (de l'ordre de 0.15) car Z_0 a une valeur importante, qui explique la faible valeur du couvert végétal. Pour remédier à ce problème deux solutions sont envisageables : 1) réduire la fraction de couvert végétal ou 2) diminuer la fraction de neige sur la végétation. La solution 1 semble peu probable car la fraction de couvert végétal provient des données satellitaires AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer, instrument embarqué sur des satellites de la NOAA), Landsat et SPOT (Masson et al., 2002). Par contre la solution 2 semble la plus réaliste, car même si les équations **Eq. 28** et **Eq. 29** sont assez communes dans les modèles de surface continentale, leur paramétrisation reste empirique et est donc soumise à plus d'incertitude (Pitman et al., 1991 ; Verseghy, 1991 ; Yang et al., 1997). L'idée derrière la paramétrisation des équations **Eq. 28** et **Eq. 29** est que la neige s'accumule plus sur le sol nu que sur un sol ayant un haut couvert végétal (comme les forêts). Le coefficient C_{pn} de l'équation **Eq. 28** peut être ajusté pour donner moins d'importance à Z_0 et donc obtenir un meilleur phasage temporel dans la modélisation de la fonte de la neige. De plus la valeur de Z_0 n'est probablement pas réaliste lorsqu'il y a de la neige. En effet, la neige pure a une faible rugosité de l'ordre de 0,001 m. Ainsi la rugosité sur la neige peut être réduite (Z_{0new}) en faisant une moyenne non linéaire entre la rugosité de la neige pure et la valeur initiale de Z_0 (**Eq. 31** et **Eq. 32**), ce genre de moyenne est communément utilisée pour le calcul de la rugosité (Noilhan et Lacarrère, 1995).

$$Z_{0n} = p_n \frac{1}{\left[\ln \left(\frac{0.001}{P_{zref}} \right) \right]^2} + (1 - p_n) \frac{1}{\left[\ln \left(\frac{Z_0}{P_{zref}} \right) \right]^2} \quad \text{Eq. 31}$$

$$Z_{0new} = P_{zref} \cdot \exp \left(\frac{-1}{\sqrt{Z_{0n}}} \right) \quad \text{Eq. 32}$$

La Figure 42 présente les apports latéraux calculés par ISBA avec un c_{pn} ayant une valeur de 5 (valeur nominale de ce coefficient pour ISBA), 1, 0,1, 0,01 et 0,001 pour une rugosité égale à la valeur initiale Z_0 (Figure 42.a) et à la nouvelle valeur Z_{0new} (Figure 42.b). Plus la valeur de c_{pn} diminue, meilleur est le phasage temporel des apports latéraux modélisés et plus le maximum est important.

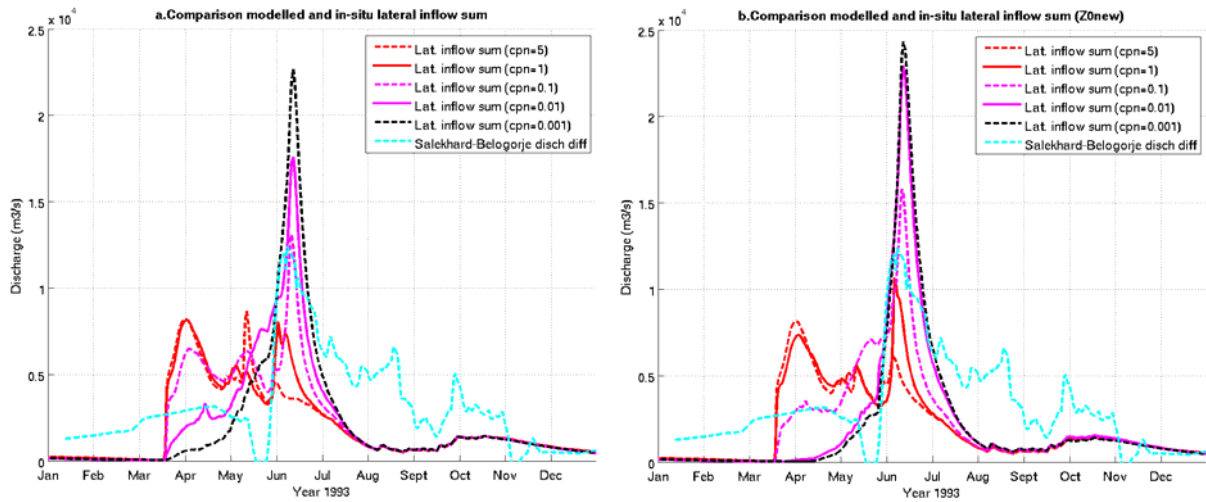


Figure 42. Somme des apports latéraux estimée à partir des données in-situ (courbe cyan) comparé à la somme des apports latéraux modélisés pour un c_{pn} égal à 5, 1, 0.1, 0.01 et 0.001 et une rugosité égale à Z_0 (a.) et Z_{0new} (b.)

En modifiant c_{pn} et Z_0 , le phasage temporel des apports latéraux peut être amélioré, cependant il est désormais nécessaire de réduire le maximum de la somme des apports latéraux, tout en augmentant le flot de base lors de la période hivernale. Une paramétrisation a été implémentée dans ISBA (Etchevers et al., 2001) qui permet de générer un drainage ou un flot de base, même lorsque le sol est sec. Cependant, cela signifie qu'il y aura moins d'eau disponible lors des périodes de hautes eaux. Cette paramétrisation est contrôlée par un paramètre, w_{drain} (qui correspond à un seuil, en-dessous duquel le drainage devient constant). Si w_{drain} est égal à 0 (valeur nominale), cette paramétrisation est désactivée. Différents tests de sensibilité ont été effectués pour une valeur de ce coefficient égale à 0, 0,01, 0,02, 0,03 et 0,05 avec $c_{pn}=0,01$ et la rugosité égale à Z_{0new} (Figure 43). Comparés aux données in-situ, les meilleurs apports latéraux modélisés sont obtenus avec $w_{drain}=0,02$ et 0,01. Cependant quelque soit la valeur de w_{drain} , les apports latéraux sont toujours sous-estimés entre juillet et août. Ceci peut être dû à des précipitations trop faibles ou/et parce qu'ISBA ne modélise pas les aquifères, qui contribuent au flot de base.

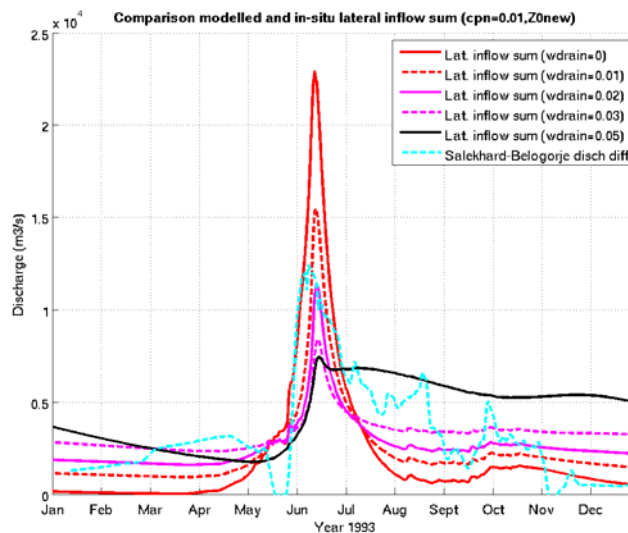


Figure 43. Somme des apports latéraux simulés pour diverses valeurs de w_{drain} . La courbe cyan représente l'estimation des apports latéraux à partir des données in-situ

Ainsi en modifiant la valeur de c_{pn} , Z_0 et w_{drain} la somme totale des apports latéraux a pu être modifiée de façon à correspondre le mieux aux données in-situ. Toutefois le jeu de

données de précipitation a un rôle important. Jusqu'à maintenant les précipitations utilisées proviennent de GSWP2-P3. ISBA a donc été forcé avec les différents jeux de précipitation présentés au paragraphe 2.2.2.2 (Tableau 9). La Figure 44 présente, pour ces différents jeux de précipitation, la somme totale des apports latéraux pour la version nominale d'ISBA (Figure 44.a), pour la version modifiée d'ISBA avec $c_{pn}=0,01$, $w_{drain}=0,02$ et Z_{0new} (Figure 44.b), ainsi que le débit simulé à Salekhard avec LISFLOOD-FP pour les apports latéraux simulés avec ISBA version nominale (Figure 44.c) et la version modifiée d'ISBA (Figure 44.d). De ces résultats il apparaît que la meilleure modélisation du débit à Salekhard est obtenue avec la version modifiée d'ISBA et le jeu de précipitation GSWP2-P3 (même si le débit est sous-estimé) et GSWP2-P4 (qui sur-estime le débit). Ainsi, maintenant que certains paramètres d'ISBA ont été ajustés et que deux jeux de précipitations ont pu être sélectionnés, la sensibilité de LISFLOOD-FP à certain de ses paramètres va être étudiée.

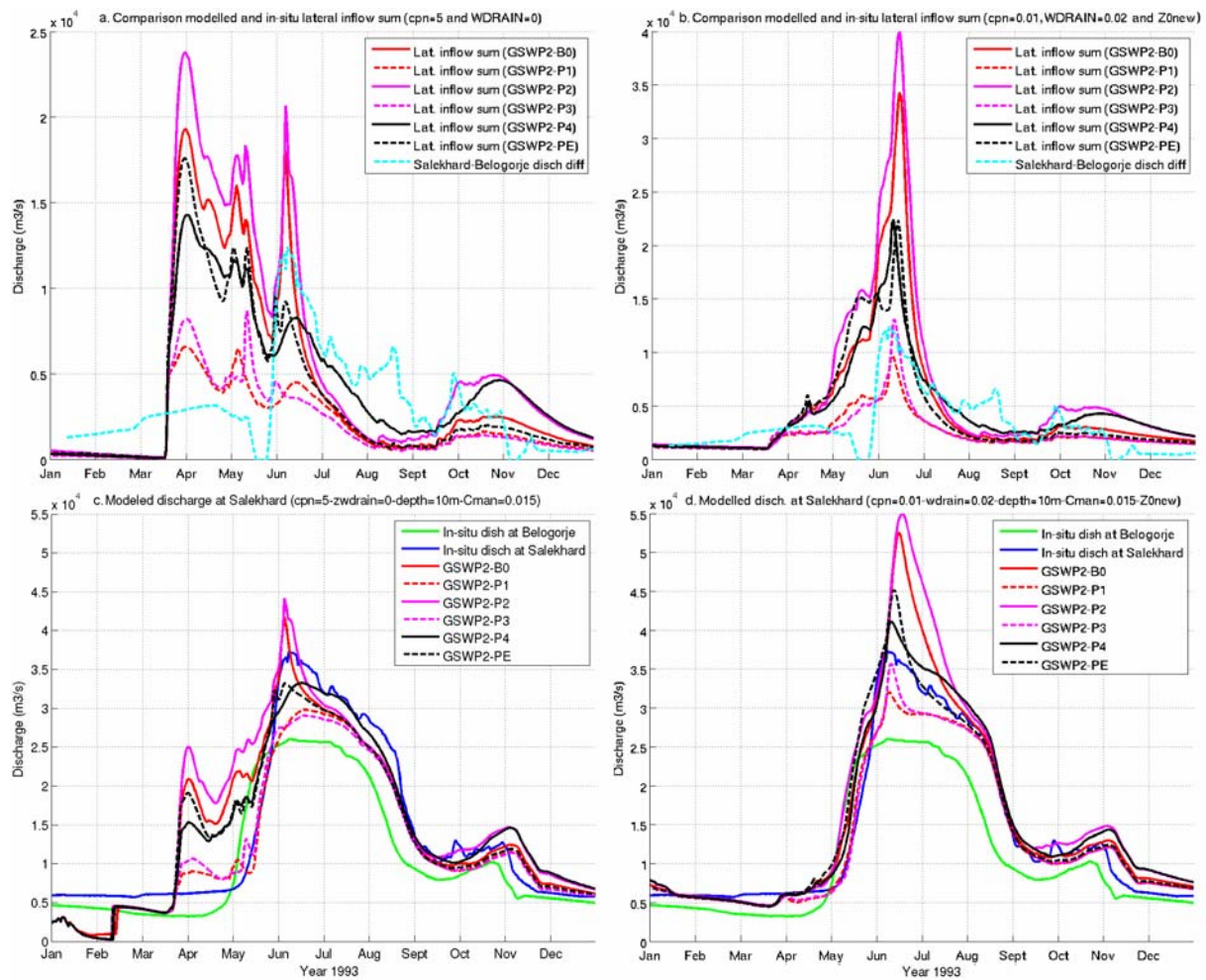


Figure 44. Somme de tous les apports latéraux pour chaque jeu de précipitation GSWP2 pour $c_{pn}=5$, $w_{drain}=0$ et Z_0 (run nominal, a.) et pour $c_{pn}=0,01$, $w_{drain}=0,02$ et Z_{0new} (b.). Le débit modélisé à Salekhard est aussi présenté pour chaque jeu de précipitation GSWP2 pour $c_{pn}=5$, $w_{drain}=0$ et Z_0 (c.) et pour $c_{pn}=0,01$, $w_{drain}=0,02$ et Z_{0new} (d.)

2.2.3.3. Tests de sensibilité sur les paramètres de LISFLOOD-FP

Les paramètres de LISFLOOD-FP ayant le plus d'incertitude correspondent au coefficient de Manning, à la profondeur et à la largeur du fleuve. Comme la bathymétrie du fleuve dans LISFLOOD-FP est supposée être rectangulaire et qu'il y a plus d'incertitude sur la profondeur du fleuve que sur sa largeur, il a été décidé de faire des tests de sensibilité

seulement sur le coefficient de Manning et sur la profondeur du fleuve. Les différentes valeurs du coefficient de Manning testées sont 0,01, 0,015, 0,020 et 0,025, car elles correspondent à la plage de valeurs plausibles de ce coefficient pour un lit fluvial sableux comme celui de l'Ob. Les valeurs testées de la profondeur du fleuve sont 5 m, 10 m et 15 m.

Pour estimer les valeurs les plus probables du coefficient de Manning et de la profondeur du fleuve, le débit simulé à Salekhard a été comparé au débit in-situ. Le Tableau 10 présente les coefficients de corrélation, de Nash-Sutcliffe et l'erreur quadratique moyenne (ou RMSE pour Root Mean Square Error) entre le débit modélisé et in-situ à Salekhard pour différentes valeurs de la profondeur du fleuve et du coefficient de Manning (les nombres en gras correspondent au débit simulé avec les précipitations GSWP2-P4, les nombres non-gras correspondent au débit simulé avec les précipitations GSWP2-P3). De ce tableau il apparaît que le meilleur couple de paramètres (profondeur du fleuve, coefficient de Manning) permettant une bonne simulation du débit à Salekhard sont (15 m, 0,015) et (10 m, 0,015) pour les précipitations GSWP2-P3 et GSWP2-P4, respectivement.

Tableau 10. Coefficient de corrélation, de Nash-Sutcliffe et erreur quadratique entre le débit modélisé et in-situ à Salekhard pour différentes valeurs de la profondeur du fleuve et du coefficient de Manning (les nombres en gras correspondent au débit simulé avec les précipitations GSWP2-P4, les nombres non-gras correspondent au débit simulé avec les précipitations GSWP2-P3)

Profondeur du fleuve (m)	Coefficient de Manning	Coefficient de corrélation	RMSE (m ³ /s)	Nash-Sutcliffe
5	0,01	0,80 0,88	6570 5262	0,61 0,75
	0,015	0,46 0,59	9836 8899	0,13 0,29
	0,02	0,16 0,30	11778 11025	-0,25 -0,10
	0,025	-0,02 0,06	12861 12013	-0,49 -0,30
10	0,01	0,98 0,96	2193 3492	0,96 0,89
	0,015	0,98 0,99	2627 2303	0,94 0,95
	0,02	0,88 0,88	5397 5206	0,74 0,76
	0,025	0,70 0,70	7739 7768	0,46 0,46
15	0,01	0,98 0,95	2227 3951	0,96 0,86
	0,015	0,99 0,97	2026 3391	0,96 0,90
	0,02	0,99 0,98	2111 2702	0,96 0,93
	0,025	0,97 0,98	2913 2507	0,92 0,94

Pour déterminer quelle profondeur du fleuve (15m ou 10m) est la plus réaliste, les hauteurs d'eau simulées le long du fleuve ont été comparées aux hauteurs d'eau mesurées par l'altimètre Topex/POSEIDON pour l'année 1993 (chaque élévation, modélisée et mesurée, a été référencée par rapport au géoïde OSU91A, qui est le géoïde de référence du MNT ACE

utilisé comme estimation de la topographie de la plaine d'inondation). En général les hauteurs d'eau modélisées sont sous-estimées comparées aux hauteurs mesurées par l'altimètre (Figure 45 et Tableau 11). De cette comparaison, il ressort qu'une profondeur du fleuve de 10 m et un coefficient de Manning de 0,015 semblent les paramètres les plus appropriés pour simuler l'Ob inférieur.

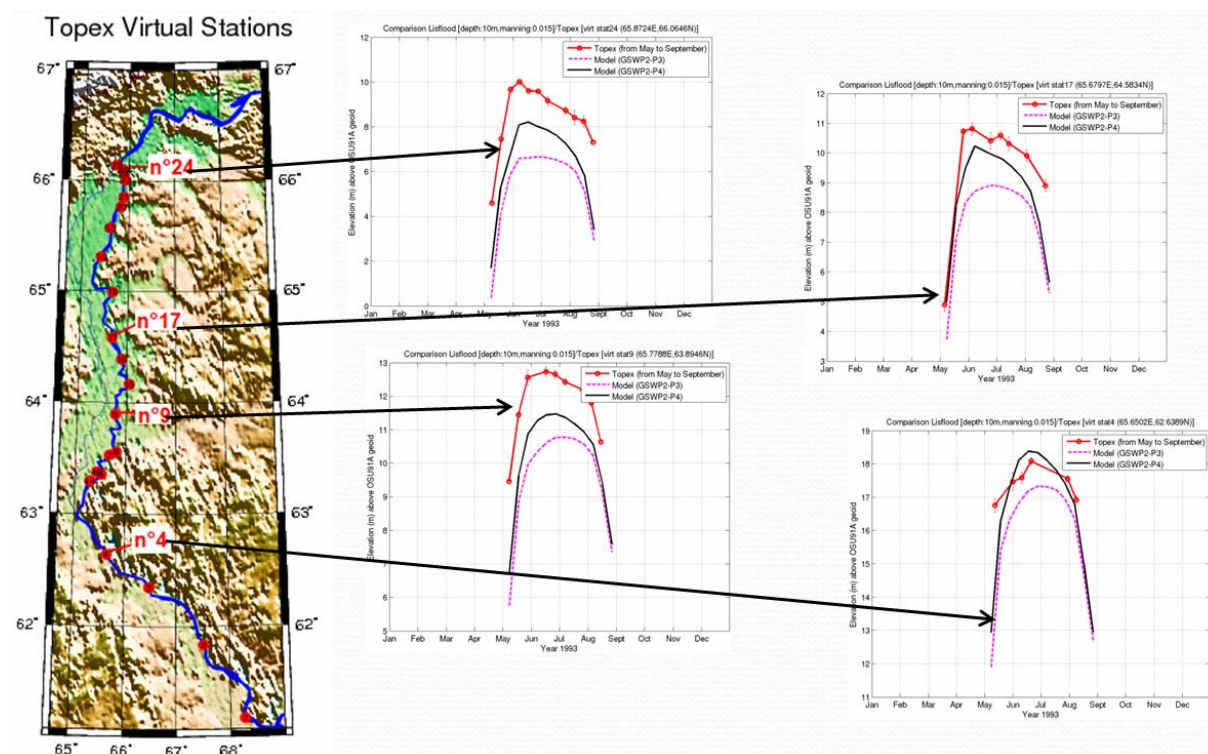


Figure 45. Comparaison entre les hauteurs d'eau mesurées par l'altimètre Topex/Poseidon (courbes rouges) et les hauteurs d'eau modélisées en utilisant les précipitations GSWP2-P3 (courbes en pointillé magenta) et les précipitations GSWP2-P4 (courbes noires), pour diverses positions le long du fleuve

Tableau 11. Erreur quadratique moyenne entre les hauteurs d'eau mesurées par Topex/POSEIDON et modélisées en utilisant les précipitations GSWP2-P3 et GSWP2-P4, pour différentes valeurs de la profondeur du fleuve (d) et du coefficient de Manning (n)

	RMSE moyen sur les hauteurs d'eau modélisées/Topex (m)		
	d=10m et n=0.015	d=15m et n=0.015	d=15m et n=0.020
GSWP2-P3	2,7	7,5	5,7
GSWP2-P4	2,1	6,6	4,8

En ajustant certains paramètres d'ISBA et de LISFLOOD-FP, il a été possible de mettre en place une simulation aussi réaliste que possible de l'Ob inférieur. Le paragraphe suivant présente l'article sur cette modélisation qui a été accepté pour publication dans *Journal of Hydrology*. Le paragraphe 2.3 reprend cette modélisation pour assimiler les données SWOT et donc quantifier l'apport de cette mission à la modélisation hydrologique/hydraulique.

Large-scale coupled hydrologic and hydraulic modelling of the Ob river in Siberia

Sylvain Biancamaria ^{a,*}, Paul D. Bates ^b, Aaron Boone ^c, Nelly M. Mognard ^a

Affiliations:

(a) Université de Toulouse ; UPS (OMP-PCA) ; LEGOS ; 14 Av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France.

(b) School of Geographical Sciences, University of Bristol, University road, Bristol, BS8 1SS, United Kingdom

(c) GAME/CNRM, Météo-France, CNRS, 42 Av. G. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France

* Corresponding author. Tel.: +335 61 33 29 30 ; fax: +335 61 25 32 05. Email: sylvain.biancamaria@legos.obs-mip.fr (S. Biancamaria)

Abstract

The Ob river in Western Siberia is one of the largest rivers in the Arctic and has a complex hydrological cycle mainly driven by snow melting in spring and rainfall and evapotranspiration in summer/autumn. The Ob is a source of fresh water for the Arctic ocean and a change in its regime could affect the ocean thermohaline circulation. Due to the scarcity of in situ measurements in the Arctic and the size of the region, the hydrological modelling of large Arctic rivers is difficult to perform. To model the northern part of the Ob river basin, the land surface scheme ISBA (Interactions between Soil-Biosphere-Atmosphere) has been coupled with the flood inundation model LISFLOOD-FP. Different sensitivity tests on input data and parameters have been performed and the results have been compared with in-situ measurements and remotely sensed observations of water level. The best modelling is obtained with a river depth of 10 meters and a Manning coefficient of 0.015: correlation and Nash-Sutcliffe coefficients with in-situ measurement are equal or even slightly above (depending on the precipitation dataset used) 0.99 and 0.95 respectively. The sensitivity tests show that modelling errors are mainly linked with atmospheric input (snow and rain precipitation), snow cover and drainage parameterization for ISBA and Manning coefficient, river depth and floodplain topography for LISFLOOD-FP.

Keywords: arctic, Ob river, hydraulic-hydrologic modelling, ISBA, LISFLOOD-FP, GSWP2

1. Introduction

Global warming is expected to be most significant in the boreal regions and could greatly affect the discharge regime of arctic rivers (Meehl et al., 2007). The IPCC report, Meehl et al. (2007), stated that, for this century, temperature and precipitation in arctic regions will increase significantly. Already, an increase in arctic river flow has been observed by Peterson et al. (2002) and a modification in the arctic hydrological cycle could have a feedback on the whole climate through increased input of fresh water to the Arctic Ocean. However, since the early 90's, the number of operational gauging stations has decreased markedly in the arctic, and especially for river basins located in the former USSR (Shiklomanov et al., 2002). For this reason the use of models and satellite measurement in conjunction with the few gauging station data sets still available is crucial to the ongoing study of arctic rivers to determine how they may respond to global warming. The purpose of this paper is to model the large scale hydrology and hydraulics of an arctic river using currently available data to identify where satellite measurements and models require improvement to address the above research questions. For this study the Ob river has been chosen as it is one of the biggest arctic rivers (the third largest in terms of discharge, Herschy and Fairbridge, 1998) and because it contributes nearly 15% of total freshwater flow into the Arctic Ocean (Grabs et al., 2000).

Previous attempts to model the hydrological cycle of arctic rivers have mostly used climate models applied at a regional and/or global scales. Such schemes can model the annual and seasonal flows at a basin scale (Decharme and Douville, 2007) and the global water fluxes at a regional scale (Su et al., 2006), or assess the influence of permafrost (Arzhanov et al., 2008) and artificial reservoirs on the global run-off (Adam et al., 2007). The main interest in using regional and global climate models is therefore their ability to estimate the effect of global warming on the hydrology of the Arctic rivers (Nohara et al., 2006 ; Manabe et al., 2004) using the IPCC scenarios, however they cannot so easily be used to simulate how basin hydrology interacts with surface water flow through the river network and across complex

floodplains. By contrast, there are very few attempts at modelling Arctic rivers using hydrodynamic models and these have been done for rivers smaller than the Ob, where it is easier to acquire in-situ data, such as the Peace-Athabasca Delta (Peters et al., 2006). For the Amazon, it has been shown that a hydrodynamic model can successfully model the river discharge and floodplain dynamics (Wilson et al., 2007) at regional scales. However, to the author's knowledge, the present study is one of the very first to model a large scale Arctic river with a coupled hydraulic-hydrologic model.

The paper is organised as follows. The study domain, the models and the input data used to simulate the hydrology of the Lower Ob river are presented in section 2. The results of the modelling and the sensitivity tests are described in section 3. Further improvements and perspectives on this work are discussed in the conclusions.

2. Methodology

2.1. Study domain and time period

The study domain corresponds to the Lower Ob River between the cities of Belogorje and Salekhard, which represents roughly the last 900 km of the river before the Ob estuary (Fig. 1) and corresponds to a drainage area of 790 000 km² (from the Arctic Rapid Integrated Monitoring System, ArcticRIMS, <http://rims.unh.edu>). The Ob river is located in Western Siberia, east of the Ural Mountains and its drainage basin covers 2 990 000 km². For discharge the Ob is the world's 12th biggest river and the 3rd biggest in the arctic (Hersch and Fairbridge, 1998). Its discharge regime is mainly driven by snow melt and precipitation falling as rain between April and September and by rain precipitation from September to November. The strong relationship between spring discharge in May and snowmelt date and winter snow depth has been analysed using remote sensing techniques (Grippa et al., 2005 ; Yang et al., 2007). The study domain is classified as sporadic and discontinuous permafrost (Brown et al., 1998).

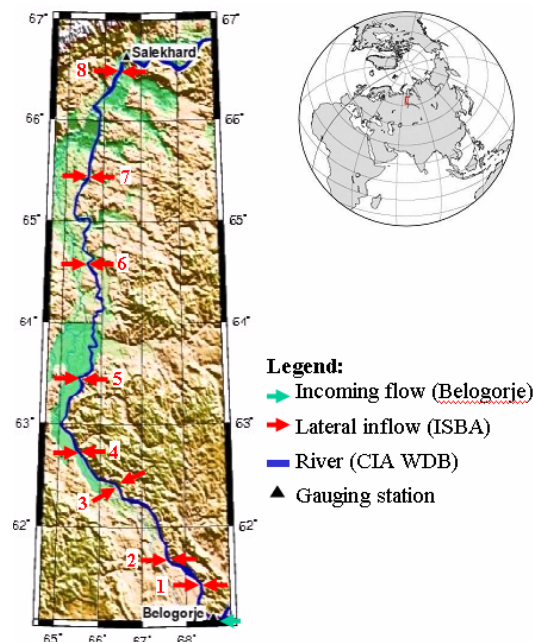


Fig. 1. Study domain (Lower Ob). The red arrows represent the lateral inflows to the hydraulic model, the green arrow represents the boundary condition (from the Belogorje gauging station), the blue line represents the water mask used to describe the river in the hydraulic model

According to Serreze et al. (2002), precipitation in the Ob basin is at a maximum in summer. but is smaller than the evapotranspiration rate. Indeed, due to high evapotranspiration rates, about 25% of the July precipitation is associated with the recycling of water vapor evaporated within the domain, which shows the significant effect of the land surface (and therefore vegetation) on the summer hydrologic regime.

The Ob is frozen from November to April, and thawing occurs gradually during May (Pavelsky and Smith, 2004). During the thawing period some parts of the river can still be frozen, whilst the ice thawing in the most southern part creates ice jams further north which leads to widespread inundation, mainly at the tributary confluences (Pavelsky and Smith, 2004). Because the Ob is a “northward-flowing” river, the upper Ob ice cover breaks up around late April to May, whereas the break up occurs around late May to early June for the lower Ob (Yang et al., 2004). Especially, at Salekhard, near the Ob mouth, the river is covered with ice during 200 days per year in average and the spring ice break up happens approximately between May 20th and June 10th (Vuglinsky, 2001). Because of this delay in ice break up between the South and North parts of the basin, the lower Ob basin receives upstream runoff contribution and stores the flow in the main river valley above its mouth, resulting in widespread flooding in May over the northern parts of the Ob. According to Beltaos and Prowse (2008), ice flow produces significant hydrologic effects that often exceed in magnitude and frequency those occurring under open-water conditions. The impact of ice jam is even more important as it occurs during the annual peak flow, leading to important erosive event (Prowse, 2001). Moreover, Smith and Alsdorf (1998) highlight that spring floods are a major source of sediment deposit in the Ob floodplain.

Analysis of monthly streamflow records for the major subbasins within the Ob river watershed during the 1936-1990 time period has been performed by Yang et al. (2004) to examine discharge changes induced by human activities and natural variations. Yang et al. (2004) found that over the upper Ob basin there is a decreasing streamflow trend for the summer months and an increasing streamflow trend during the winter season. The decreasing trend in summer is mainly due to water use along the river valley for agricultural and industrial purposes and because of reservoir regulation to reduce the summer peak floods. The increasing trend in winter streamflow is caused by reservoir management and the release of water for power generation. By contrast, in the lower Ob basin, streamflow increased during midsummer and winter months and weakly decreased in autumn. These increases in summer flow were associated with increases in summer precipitation and winter snow cover over the northern Ob basin. So according to Yang et al. (2004), human activity can significantly impact the Ob discharge for the upper basin, however this is not an issue for the study presented here as only the lower Ob has been considered. Here the impact of reservoir and human activity is already taken into account in the observed discharge data from the Belogorje gauging station (Fig. 1) which is used as boundary condition (i.e. as a proxy of the incoming discharge to our study domain from the upstream river).

The aim of the work presented here is to simulate a complex river system where the flow greatly depends on the correct simulation of snow accumulation during the winter and the onset of snow melt.

The study time period is 1993 as it corresponds to the year when the ISBA atmospheric inputs (1982-1994), the daily discharge measured at Belogorje (January 1993 - October 1994) and the satellite altimetry data (since August 1992 up to now) are simultaneously available.

2.2. River model (LISFLOOD-FP)

The river is modelled by the flood inundation model LISFLOOD-FP developed at the University of Bristol (Bates and De Roo, 2000). It predicts water depth in each grid cell at each time step and hence can simulate the dynamic propagation of flood waves over fluvial, coastal and estuarine floodplains. LISFLOOD-FP is a coupled 1D/2D hydraulic model based on a raster grid. The 1D channel flow is based on the kinematic approximation to the 1D St Venant equations. Floodplain flows are similarly described in terms of continuity and momentum equations, discretized over a grid of square cells, which allows the model to represent 2-D dynamic flow fields on the floodplain. However there is no exchange of momentum between main channel and floodplain flows, only mass.

Fig. 2 shows all the data required to run LISFLOOD-FP. The main input data are the floodplain topography from a Digital Elevation Model (DEM) and the river centreline coordinates along with its width and depth. For this study the Manning coefficients for the river and for the floodplain have also been assumed constant in space and time. The incoming flow to the study domain from the upstream river is given by the daily discharge measured at the Belogorje gauging station (Fig. 1). The lateral inflows to the river in the study domain are computed by ISBA (Interactions between the Soil-Biosphere-Atmosphere, Noilhan and Mahfouf, 1996), which is a Land Surface Scheme (LSS) developed by the CNRM (Centre National de Recherche Meteorologique), see paragraph 2.3 for more detail. In this study, there are eight lateral inflows (Fig. 1). Finally, LISFLOOD-FP provides water height and discharge outputs for each point of the channel and for each grid cell on the floodplain.

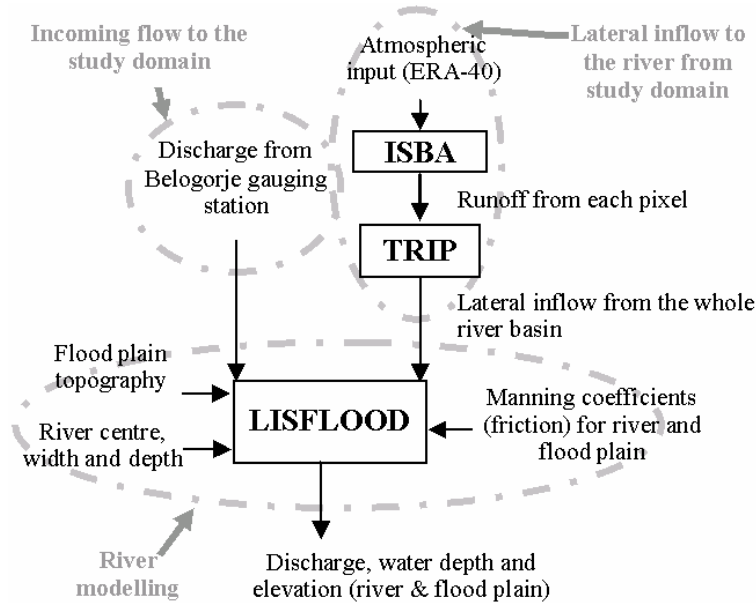


Fig 2. Models used in this study and their interactions (LISFLOOD-FP is a flood inundation model, ISBA is a Land Surface Scheme and TRIP is a routing scheme)

2.3. Lateral inflows

Lateral inflows are a critical input for large area hydraulic models, and especially for arctic rivers where snow melt is the main driver of the river regime. They represent water from run-off and the drainage from the whole watershed to the river. Yet, no in-situ or remote sensing data are available to measure these contributions, so they can be estimated only by the combination of a LSS, which computes the surface water available at each grid cell of the

basin and a routing scheme, which routes the surface water leaving each grid cell to the river. The next paragraphs present the LSS and the routing scheme used in this study.

2.3.1. ISBA

ISBA (Noilhan and Mahfouf, 1996) is a LSS with an explicit snow modelling component (Boone and Etchevers, 2001) and can simulate deep soil freeze-thaw cycles (Boone et al., 2000). Accurate snow pack modelling is of great importance to simulation of an arctic river and explain why ISBA has been chosen for this work. Moreover, ISBA has been used with the explicit soil diffusion option (Boone et al., 2000), which means the soil is explicitly modelled and is discretized into five layers with the highest vertical resolution at the surface. This option allows a more realistic simulation of the near-surface soil temperature gradient and freeze-thaw cycles than the classical force-restore option, see Boone et al. (2000) for more details. Moreover, the ISBA version used in this study includes a sub-grid runoff scheme (Habets et al., 1999).

Another key issue to estimate correctly the lateral inflows from ISBA to LISFLOOD-FP is the atmospheric data used as an ISBA input. In this study, forcing data comes from the Global Soil Wetness Project – Phase II (GSWP2 ; Dirmeyer et al., 2006). GSWP2 aims to foster the development of LSSs and to assess the quality of their performance as well as that of the forcing datasets used to drive them. Therefore, different precipitation (rain and snow) datasets has been developed by GSWP2. These are based on two different reanalysis precipitation datasets: NCEP/DOE (Kanamitsu et al., 2002) and ERA-40 (Betts and Beljaars, 2003). Then, two corrections can be applied to these precipitation fields: hybridization (correction using gauge and satellite based precipitation data) and correction for gauge undercatch (Dirmeyer et al., 2006). For the first correction (hybridization), two observationnal precipitation datasets can be used: the gauge-based Global Precipitation Climatology Centre (GPCC, Rudolf et al., 1994) and the satellite-based Global Precipitation Climatology Project (GPCP, Huffman et al. 1997), leading to different hybridization corrections (Dirmeyer et al., 2006). GSWP2 has defined several experiments by combining the two precipitation datasets with the different corrections (Table 1). Decharme and Douville (2006) compared multi-model outputs forced with GSWP2-B0 and GSWP2-P3 on the French part of the Rhône river basin. Compared to an observation-based dataset, they concluded that GSWP2-P3 gives better results than GSWP2-B0. For this reason in this study the GSWP2-P3 forcing field has been used for the nominal run.

Table 1. GSWP2 experiments with the reanalysis used as precipitation forcing and the applied correction(s)

GSWP2 experiment	Reanalysis	Hybridization	Gauge correction
B0	NCEP/DOE	Yes (GPCC and GPCP)	Yes
P1	ERA-40	No	No
P2	NCEP/DOE	Yes (GPCC)	Yes
P3	NCEP/DOE	Yes (GPCC)	No
P4	NCEP/DOE	No	No
PE	ERA-40	Yes (GPCC and GPCP)	No

ISBA was run with the same $1^\circ \times 1^\circ$ spatial resolution as the GSWP2 forcing data and used to compute the run-off (surface water) and drainage (sub-surface water) leaving each $1^\circ \times 1^\circ$ grid cell. Yet, as each ISBA grid cell is spatially independent and not coupled laterally with any other, a routing scheme is required to bring to the river the water which leaves each pixel.

2.3.2. Routing Scheme

The routing scheme used to route the run-off and drainage from each ISBA pixel to the river is the Total Runoff Integrating Pathways (TRIP ; Oki and Sud, 1998) algorithm. TRIP is a global river channel network at $1^\circ \times 1^\circ$ resolution, extracted from the ETOPO5 DEM and publicly available from <http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~taikan/TRIPDATA/>. TRIP gives the flow direction from each pixel with the three following constraints:

1. No river channels are allowed to cross.
2. All river channels flow from one land grid box to another.
3. Every land grid box has one, and only one, river mouth toward its downstream.

Fig. 3 shows the routing scheme derived from TRIP to route the water computed from each ISBA pixel within the drainage area to an ISBA pixel which contains a segment of the lower Ob (blue dots on the Fig. 3). These amounts of water represent the lateral inflows to the river computed from ISBA+TRIP. Finally, each lateral inflow is inserted as a point source into LISFLOOD-FP at the point along the river vector which is closest to the center of the blue ISBA grid cells in Fig. 3 (i.e. the whole model unit is assigned to one point along the LISFLOOD-FP reach).

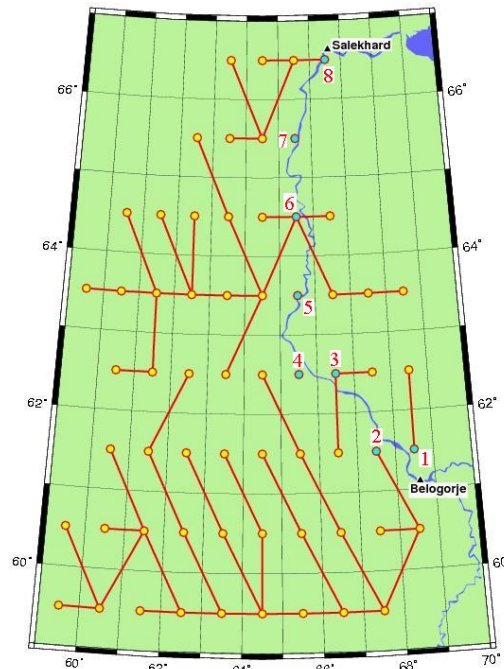


Fig. 3. Routing scheme used to compute the lateral inflows to the river from the ISBA study domain (the lateral inflow number, see Fig. 1, is indicated in red). The blue dots represent the pixels on the lower Ob and the yellow dots, each ISBA grid cell which contributes to the lateral inflow

2.4. Ancillary data

2.4.1. Gauge data

In this study discharge from two gauging stations are used (see Fig. 1 for their location). The first one, at Belogorje, is used to estimate the incoming upstream flow to the study domain. The second one at Salekhard is used to validate the modelled discharge. Discharge time series for these two gauging stations have been downloaded from the ArcticRIMS website (<http://rims.unh.edu>).

2.4.2. Channel topography and parameters

The river centreline has been extracted from the CIA World Data Bank II river mask (Gorny and Carter, 1987). From this river vector, it has been estimated that the average distance along the river between two lateral inflows is around 140 km. However the river depth and width are not well known along the river. From Landsat images, the mean river width for the Lower Ob is around 2 km, yet with large variability at some locations. Thus, the river width along the Ob has been considered constant and equal to 2 km (two pixels of the floodplain topography, see section 2.4.3). A previous study from Akimenko et al. (2001) stated that maximum depths on the lower Ob can reach 15m to 20m. To estimate the channel topography, it has been assumed that river bed elevation corresponds to the smoothed DEM elevation along the river centre minus a constant river depth (Fig. 4). To test the uncertainty in the river depth, four different values (5m, 10m, 15m and 20m) of river depth have been used and simulations run with each of these.

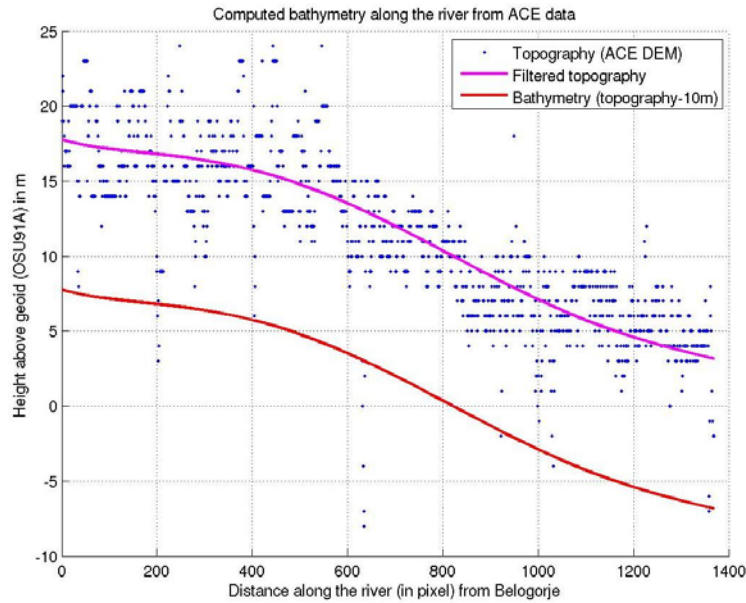


Fig. 4. River bathymetry (red curve) computed from a filtered topography (magenta curve) derived from the ACE DEM elevation along the river (blue dots)

The Manning coefficient (or friction coefficient) for the river is not well known, however for a river channel with a sand bed and no vegetation the Manning coefficient is known to vary from 0.011 to 0.035 (Chow, 1964). So, to simplify the modelling, the channel Manning coefficient has been set to a constant value in space and time and several runs have been done with different plausible value (from 0.01 to 0.04 in steps of 0.005).

2.4.3. Floodplain topography and parameters

For high latitudes very few DEMs are available. The best ones are ACE (Altimeter Corrected Elevation) from De Montfort University and GTOPO30 from the USGS (United States Geological Survey). Both have a 30 arc-seconds (~1km) spatial resolution, which is therefore the LISFLOOD-FP output spatial resolution. Yet, after plotting the two DEM (Fig. 5), it becomes obvious that they have artefacts which will greatly affect the simulated floodplain inundation. Indeed, on the study domain below 66°N, ACE has been generated by interpolating ERS-1 data from its geodetic mission. Above 66°N, it uses the same data as

GTOPO30. Fig. 5a shows the interpolation artefacts (where the satellite ground tracks can be seen). For GTOPO30, the data come from different Digital Terrain Elevation Data (DTED), with different resolutions and qualities. This is why sometimes there is an obvious offset due to change of data sources, as is clearly shown in Fig. 5a around 64°N. Because of these offsets and because GTOPO30 has a constant value in the river floodplain between 62.3°N and almost 64°N (Fig. 5a), using this DEM gives non realistic floodplain water depths in the LISFLOOD-FP model (Biancamaria et al., 2007). For these reasons the ACE DEM has been chosen for our modelling as it represents the best of the poor terrain datasets available. The Manning coefficient for the floodplain has been assumed constant in space and time and equal to 0.06.

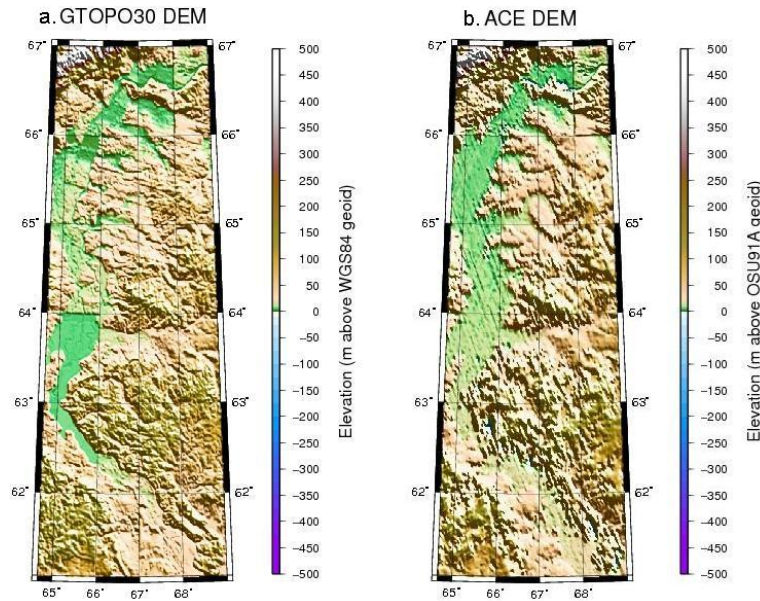


Fig. 5. DEMs available on the study domain: GTOPO30 (from USGS) and ACE (from De Montfort University). The ACE DEM has been chosen for our study.

2.4.4. ISBA vegetation parameters

In this study the vegetation and soil parameters (Leaf Area Index (LAI), Vegetation cover fraction, non-snow-covered surface all-wavelength albedo and non-snow-covered bare soil-vegetation roughness length) used as input to ISBA come from Ecoclimap (Masson et al., 2002). Ecoclimap is a monthly global surface parameter dataset at 1-km resolution and has been derived by combining existing land cover and climate maps, in addition to using Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) satellite data. This dataset has been resampled at 1°x1° spatial resolution for the study domain.

Another vegetation cover and LAI dataset, from the University of Wales, is also available and has been used by GSWP2. It has been computed from Pathfinder Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) Land (PAL) channel 1 and 2 data, and corrected for Bidirectional Reflectance Distribution Function (BRDF) effects, volcanic aerosols, cloud and atmospheric effects and missing data. This dataset has a monthly time resolution and is available for the years 1982 to 1998. This second set of vegetation data has been used in this study to investigate the sensitivity of the modelling to the vegetation parameters.

3. Results and sensitivity test

The hydrology of the Ob basin, as modelled by ISBA, is first described and issues with modelled lateral inflows are discussed and investigated. Sensitivity to ISBA vegetation and drainage parameters, and to precipitation input is studied in section 3.1. Sensitivity to LISFLOOD-FP parameters, like river depth and Manning coefficient, is addressed in section 3.2. Lastly, model validation for a nearly ungauged river like the Ob is a very tricky task. For this reason the chosen model validation strategy is as follow: modelled outputs from ISBA/LISFLOOD-FP are first compared to in-situ measurement and then water elevations modelled by LISFLOOD-FP are compared to Topex/POSEIDON data.

3.1. Sensitivity to ISBA inputs and parameters

3.1.1. Modelled Ob basin hydrology

Based on energy budgets and parameterization of physical processes, ISBA modelled the physical hydrology of the lower Ob. In particular, the use of a three layers snow scheme and an explicit five layers soil, with a freezing module (allowing modelling of permafrost conditions), is well suited to simulation of high latitude hydrology. Since ISBA is used to compute the lateral inflows to the river, its value can be validated by a simple computation of the difference between the measured discharge at the Belogorje and Salekhard gages. Yet, as there are 900km between Belogorje and Salekhard, there is a time lag between the two measured discharges. The computation of the cross-correlation between measured time-series at Belogorje and at Salekhard shows that the peak discharge at Belogorje occurs 10 days before the peak discharge at Salekhard (Fig. 6a). The difference between Salekhard discharge and a 10 days-time-lag Belogorje discharge shows that the total lateral inflows between the two gages has a maximum value of 12 000 m³/s occuring between the end of May and the beginning of June (Fig. 6a and 6b). However, the sum of all the lateral inflows modelled by ISBA has a maximum of 8 000 m³/s and occurs between the end of March and the beginning of April (fig 6b). Therefore, the peak in modelled lateral inflows is not only underestimated but occurs almost two months in advance compared to in-situ measurements. Fig. 6c shows the modelled discharge time-series for each lateral inflow. There are three predominant lateral inflows: lateral inflow number 2, 6 and 8 (see Fig. 3 for their location). Whilst these all have a discharge maximum at the end of March, lateral inflow n°6 is the major contributor to the peak in the sum of all the modelled lateral inflows which occurs during the March/April period.

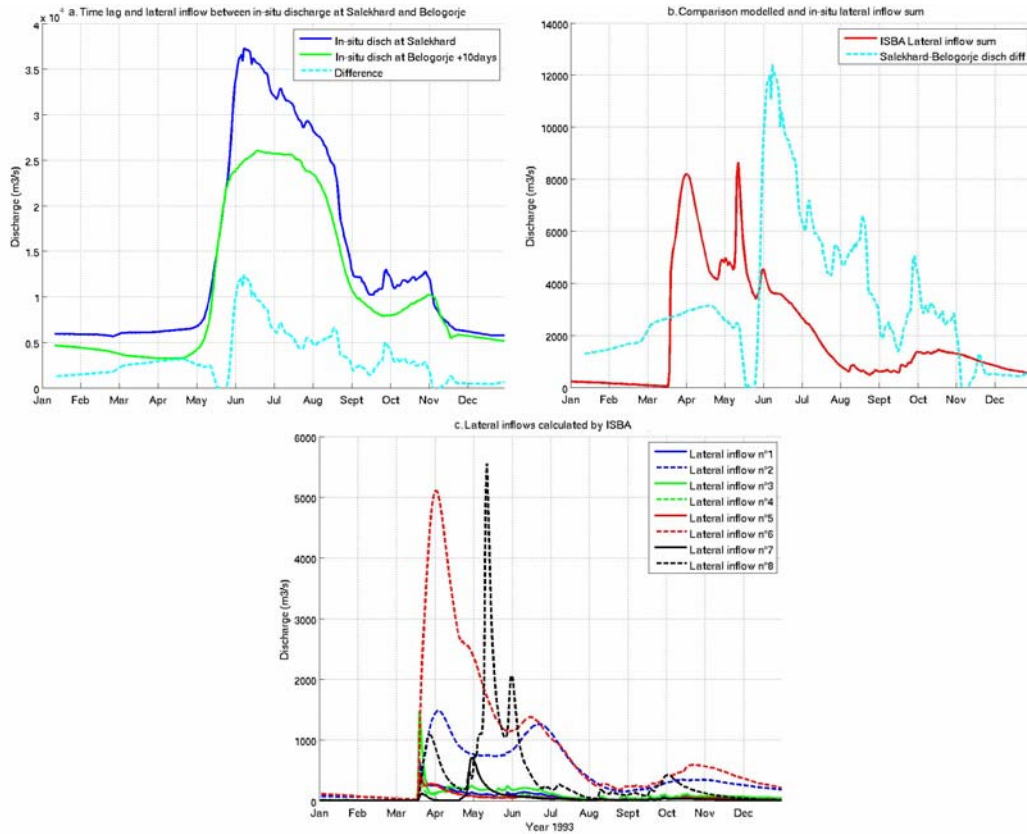


Fig. 6. In-situ discharge at Belogorje with a time lag of 10 days and in-situ discharge at Salekhard with no time-lag ; their difference gives an estimate of the total lateral inflow to the river between the two gages (a.). This "in-situ" total lateral inflow is compared to the sum of the ISBA lateral inflows (b.). The eight modelled lateral inflows are also shown (c.)

To investigate the cause of this early modelled lateral inflows, different hydrological variables modelled by ISBA have been plotted on Fig. 7. All the plots on this figure correspond to spatial averages over all the ISBA grid cells contributing to lateral inflow n°6 (see Fig. 3 for the location of these grid cells). For the year 1993, rain precipitation mostly occurs between June and October (Fig. 7a), with a mean value of 0.9 mm/day and a maximum value of 11 mm/day. Snow precipitation occurs from January to May and September to December 1993 (Fig. 7b), with a mean value of 0.9 mm/day and a maximum value of 6.5 mm/day. The evapotranspiration (Fig. 7c) is important in summer (between June and September) with a mean value of 1.6 mm/day and a maximum value of 3.9 mm/day (during this period the mean rain precipitation rate is just a bit smaller than 1.6 mm/day). During the rest of the year, evapotranspiration is very small. These results are quite similar, yet slightly lower, than the ones from Serreze et al. (2002) for the entire Ob basin (precipitation rate of 1.9 mm/day and evapotranspiration of 2 mm/day in summer). Surprisingly, snow fraction (Fig. 7d), which is the fraction of snow covering a grid cell, is very small and never exceeds 0.17. This means that less than 17% of the area of each grid cell contributing to lateral inflow is covered by snow during winter time. This is due to the ISBA sub-grid snow fraction parameterization, which considers that the snow cover fraction generally stays relatively low when tall vegetation is present, in order to represent vegetation elements protruding through the snowpack. This small snow fraction has two effects: first, soil is not isolated from the air temperature during winter and second, the albedo of the surface is lower and so it can be warmed more rapidly by incoming solar radiation. Therefore, modelled temperature in the first soil layer (Fig. 7f) is almost exactly the same as the as air temperature (Fig. 7e). Thus, when air temperature rises in March and becomes above 0°C for 5 consecutive days, ground

temperature rapidly acquires the same value, leading to the melt of nearly all the snowpack in March. Finally, Fig. 7g and 7h present the total liquid water equivalent soil ice and soil liquid water content, respectively. Contrary to snow, soil ice barely decreases during mid March when soil temperature becomes above 0°C for a few days. Soil ice content really begins to decrease in mid-April, when soil temperature is equal or above 0°C for a longer period and when there is almost no more snow to absorb heat. Soil ice completely disappears between July and September. Soil water content, which is small in winter, increases rapidly during mid-March snow melt and after mid-April, with two local maxima in July and October.

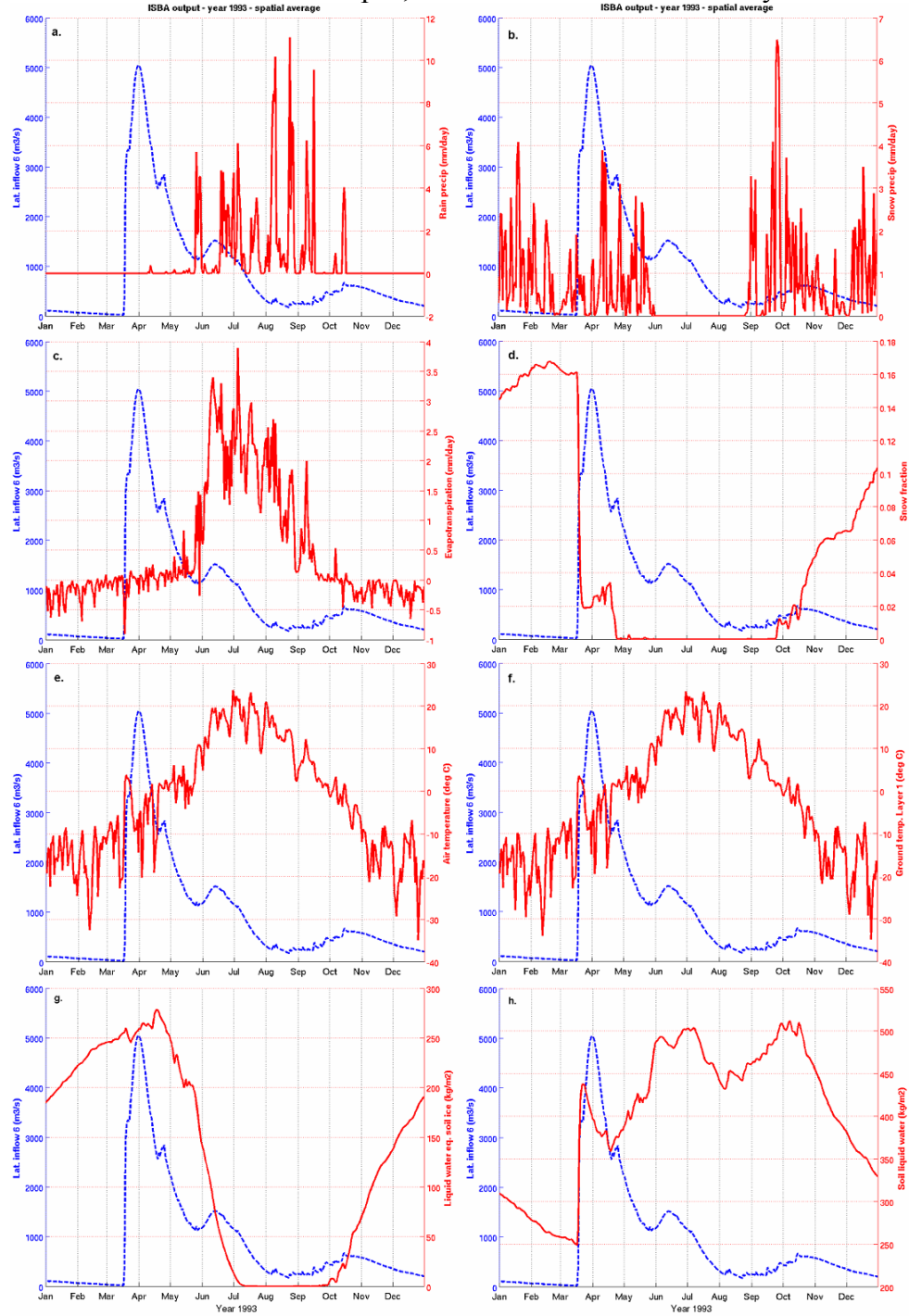


Fig. 7. Modelled lateral inflow n°6 from ISBA (blue dashed line on all plots) compared to (red curves) rain precipitation rate (a.), snow precipitation rate (b.), evapotranspiration (c.), snow fraction (d.), air temperature (e.), temperature in the first soil layer (f.), liqui water equivalent soil ice (g.) and soil liquid water (h.). These plots correspond to a spatial average on all ISBA grid cells contributing to lateral inflow n°6 (see Fig. 3)

3.1.2. Sensitivity to the snow fraction parameters

The discharge peak in March in the modelled lateral inflows is mainly due to an early snow melt caused by a small snow fraction modelled by ISBA. The total snow fraction (p_n) computed by ISBA is a weighted sum (Eq. 3) of the snow fraction over vegetation (p_{nc} , Eq. 1) and over bare soil (p_{ng} , Eq. 2), see Pitman et al. (1991) for more information about Eq. (1) and Eq. (2).

$$p_{nc} = \left(\frac{D_s}{D_s + c_{pn} Z_0} \right)^{b_{pn}} \quad (0 \leq p_{nc} \leq 1) \quad (1)$$

$$p_{ng} = \left(\frac{W_s}{a_{pn} W_s + W_{np}} \right)^{b_{pn}} \quad (0 \leq p_{ng} \leq 1) \quad (2)$$

$$p_n = (1 - \text{veg}) \cdot p_{ng} + \text{veg} \cdot p_{nc} \quad (3)$$

where D_s is the snow depth computed by ISBA, W_s is the snow water equivalent (SWE) computed by ISBA, W_{np} is the generalized critical SWE ($W_{np}=10 \text{ kg.m}^2$), $a_{pn}=1$, $b_{pn}=1$, $c_{pn}=5$, Z_0 is the soil/vegetation roughness length and veg is the vegetation fraction cover. This is a fairly standard sub-grid parameterization which was developed for use in large scale General Circulation Model (GCM) applications (see Wu and Wu, 2004, for a review of such schemes).

Z_0 and the vegetation cover are climatological monthly varying ISBA inputs. The mean value of the vegetation cover (from ECOCLIMAP) for all the grid cells contributing to lateral inflow 6 is equal to 0.94 (Fig. 8a). In ECOCLIMAP, those grid cells are classified as forest, and consequently Z_0 is relatively high (between 1.32 and 1.36 m). This means that, given the value of Z_0 , snow fraction over vegetation is quite small (around 0.15, Fig. 8b) and, because vegetation cover is close to 1, the total snow fraction is almost equal to the snow fraction over vegetation (Eq. 3), which explains the small value of the total snow fraction.

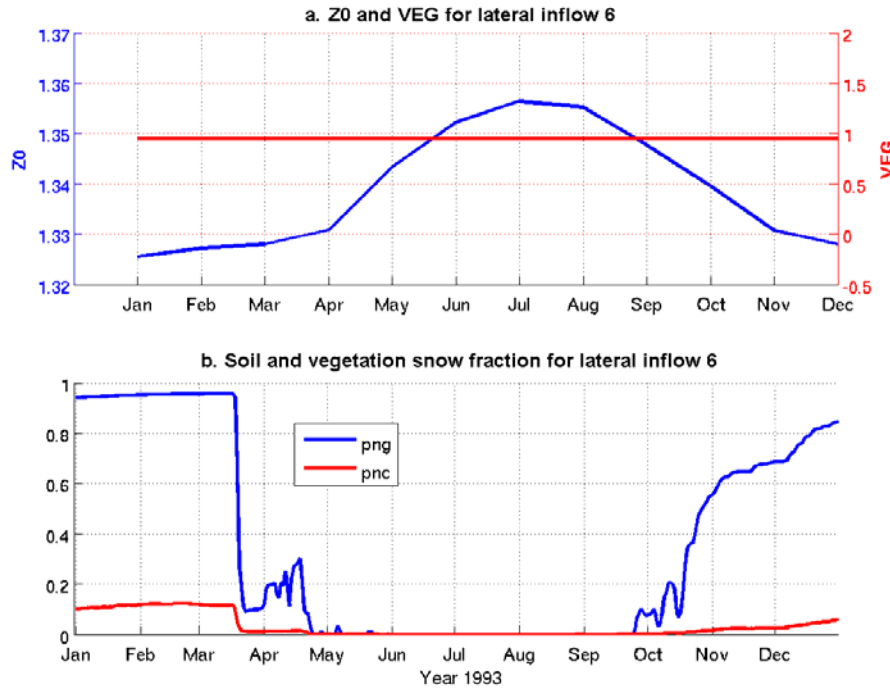


Fig. 8. Soil/vegetation roughness length (Z_0) and vegetation cover (VEG) averaged for all the ISBA grid cells contributing to lateral inflow 6 (a.). Modelled snow fraction on vegetation (p_{nc}) and on bare soil (p_{ng}) are also shown (b.)

There are two solutions to this issue: 1- vegetation fraction cover is not realistic and should be decreased and/or 2- the snow fraction of vegetation is not realistic and should be increased. Solution 1 does not seem to be the most likely, as the vegetation cover is based on actual satellite data. To test the sensitivity of the modelling to the vegetation cover, vegetation parameters from ECOCLIMAP have been replaced by the dataset from the University of Wales (see section 2.4.4). Yet, modelled lateral inflows were still very similar, with an early snowmelt in March. By contrast, solution 2 might be the most likely, because there is more uncertainty in the parameterization of p_{nc} . Indeed, from Eq. (1) it is clear that snow fraction over vegetation is a function of SWE and Z_0 , whereas snow fraction over bare soil (Eq. 2) is only a function of SWE (or snow depth). The basic idea behind this parameterization is that bare ground is more quickly covered with snow than areas with high vegetation (like forests). Thus, if Z_0 is high, as it is the case here, snow fraction over vegetation will be low. Yet, this behavior depends on the coefficients in Eq. (1) and especially c_{pn} . Even if Eq. (1) and Eq. (2) are commonly used by LSSs like ISBA, the value of their coefficients is very empirical with huge uncertainties and therefore is highly variable between different models (Pitman et al., 1991 ; Verseghy, 1991 ; Yang et al., 1997). Thus, the c_{pn} coefficient can be tuned to obtain a better timing in the modelled snow melting.

The high value of Z_0 might not be completely realistic when there is snow. Indeed, pure snow has a very small roughness length, around 0.001 m. So, the “true” roughness length of a grid cell should be reduced when there is snow. A simple way to take this physical process into account is to do a nonlinear average of a snow roughness for a pure snow surface and the initial value of Z_0 (Eq. 4 and Eq. 5). This kind of average is commonly used for roughness length computation (Noilhan and Lacarrère, 1995).

$$Z_{0n} = p_n \frac{1}{\left[\ln \left(\frac{0.001}{P_{zref}} \right) \right]^2} + (1 - p_n) \frac{1}{\left[\ln \left(\frac{Z_0}{P_{zref}} \right) \right]^2} \quad (4)$$

$$Z_{0new} = P_{zref} \cdot \exp \left(\frac{-1}{\sqrt{Z_{0n}}} \right) \quad (5)$$

Fig. 9 shows the lateral inflows computed from ISBA for c_{pn} equal to 5 (nominal value), 1, 0.1, 0.01 and 0.001, for a roughness length equal to Z_0 (Fig. 9a) and to Z_{0new} (Fig. 9b). The higher the values of the c_{pn} coefficient yield, the better the timing of the modelled lateral inflow sum. Yet, the maximum modelled total inflow can be very high and the base flow is still very low. For Z_{0new} , increasing c_{pn} above 0.01 does not significantly change the total lateral inflow. Besides, total lateral inflow with Z_{0new} and c_{pn} equal to 0.01 is very close to lateral inflow with Z_0 and c_{pn} equal to 0.001. Now that total lateral inflow has a good timing, it is necessary to increase the base flow and reduce the maximum discharge.

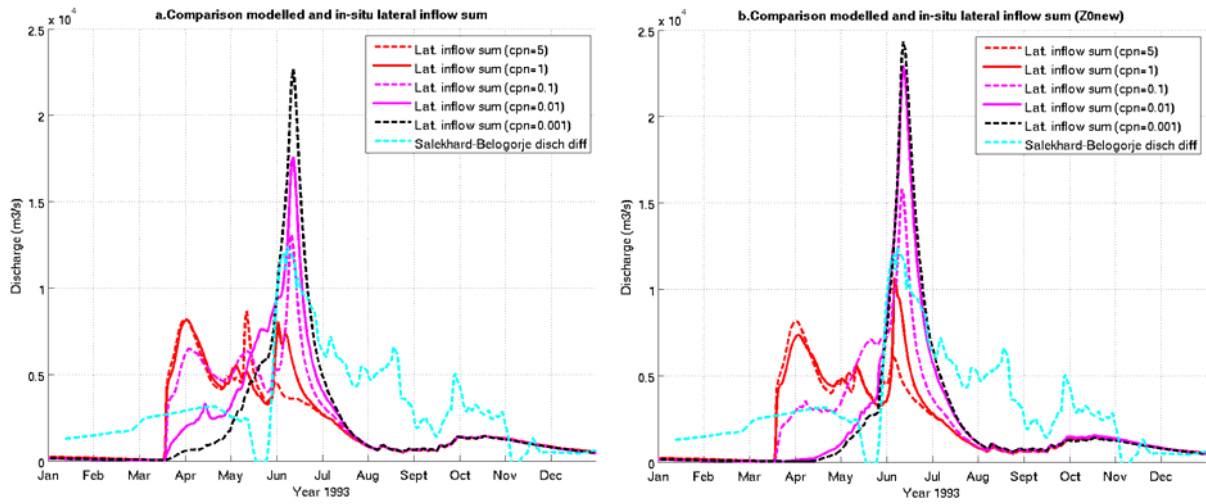


Fig. 9. Total lateral inflow from in-situ measurement (cyan curve) compared to modelled total lateral inflow for c_{pn} equal to 5, 1, 0.1, 0.01 and 0.001 and for roughness length equal to Z_0 (a.) and Z_{0new} (b.)

3.1.3. Sensitivity to drainage parameter

From Fig. 9, it is obvious that modelled lateral inflows' base flow is too small. In ISBA a parameterization has been implemented which allows the model to generate drainage or base flow even over dry soil (Etchevers et al., 2001). It assumes that when the soil water content is below a given threshold (called w_{drain} , in m^3/m^3), the drainage is constant at a rate based on the soil texture. However, this means that there will be less water flow during wet periods. When w_{drain} is equal to 0 (like in the nominal version of ISBA used up to now) this parameterization is disabled. Fig. 10 shows the sum of all lateral inflows for $c_{pn}=0.01$, roughness length equal to Z_{0new} and w_{drain} equal to 0, 0.01, 0.02, 0.03 and 0.05.

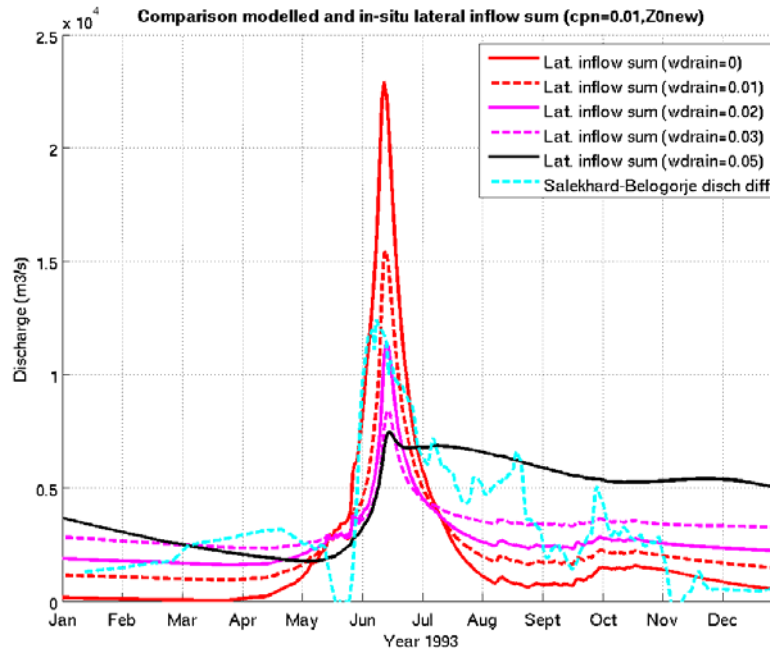


Fig. 10. Sum of modelled lateral inflows for $w_{drain}=0, 0.01, 0.02, 0.03$ and 0.05 with $c_{pn}=0.01$ and roughness length equal to Z_{0new}

Clearly, for $w_{drain}>0.02$, base flow is too high and the maximum discharge is too small. For w_{drain} equal to 0.01 and 0.02, globally base flow seems in good agreement with in-situ measurement, except during November and December when it is overestimated. For

wdrain equal to 0.01, maximum discharge is still overestimated and delayed by a few days. On the contrary, for wdrain equal to 0.02, maximum discharge is slightly underestimated, but still delayed compared to the difference between in-situ discharge at Salekhard and Belogorje. However, no matter the value of wdrain, the total lateral inflow is always underestimated between July and August. This might due to too weak rain precipitation used as ISBA input and/or because ISBA does not model aquifer or local perched water tables, which contribute to river flow during the dry season.

3.1.4. Sensitivity to precipitation input

Fig. 11 shows the sum of all lateral inflows modelled by ISBA forced by the six precipitation datasets available from GSWP2 (see section 2.3.1 and Table 1) with $c_{pn}=5$, wdrain=0 and Z_0 (nominal run, a.) and with $c_{pn}=0.01$, wdrain=0.02 and Z_{0new} (b.). B0 and P2 give similar results and greatly overestimate total lateral inflow. P4 is very similar to PE, but they are both smaller than B0 and P2, even if they still underestimate total lateral inflow. On the contrary, GSWP2-P1 and P3 are comparable and underestimate total lateral inflow.

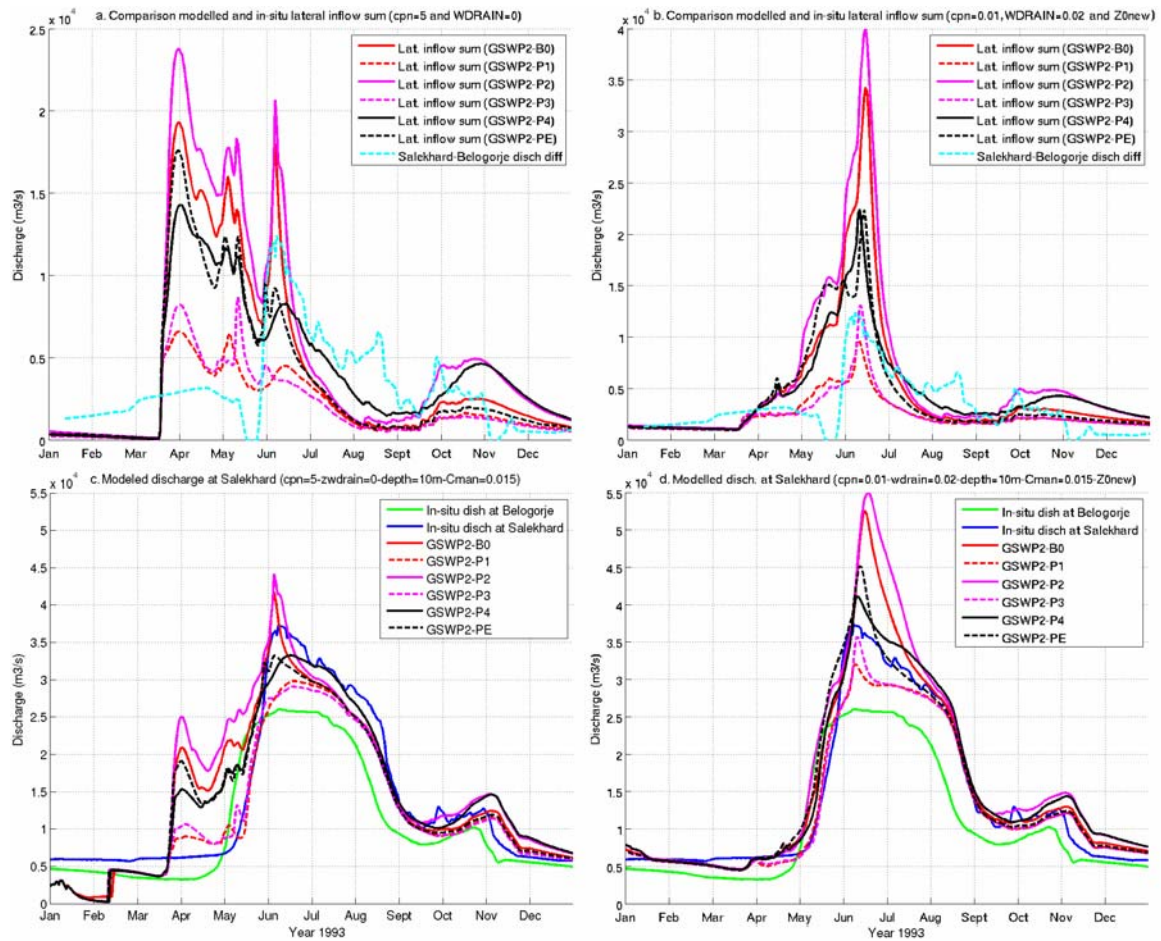


Fig. 11. Sum of all lateral inflows for all the GSWP2 precipitation datasets for $c_{pn}=5$, wdrain=0 and Z_0 (nominal run, a.) and for $c_{pn}=0.01$, wdrain=0.02 and Z_{0new} (b.). Modelled discharge at Salekhard for all the GSWP2 precipitation datasets for $c_{pn}=5$, wdrain=0 and Z_0 (c.) and for $c_{pn}=0.01$, wdrain=0.02 and Z_{0new} (d.)

Therefore, it appears that there is a lot of variability in the modelled lateral inflows, depending on the precipitation datasets. Yet, the difference between in-situ measurements at Salekhard and Belogorje is just a rough estimate of the total lateral inflow and for a real assessment of the “best” precipitation dataset to use, it is necessary to compare the modelled

discharge at Salekhard and the in-situ measurement (fig11.c and d). The modelled discharge at Salekhard is obtained for a 10 m river depth and a Manning coefficient of 0.015 (see next section for a sensitivity study to these parameters). Discharge is modelled for all GSWP2 precipitation datasets using two groups of parameters: 1) $c_{pn}=5$, $w_{drain}=0$ and Z_0 (fig 11.c) and 2) $c_{pn}=0.01$, $w_{drain}=0.02$ and Z_{0new} (fig 11.d). As expected, for all precipitation datasets lateral inflows computed with $c_{pn}=0.01$, $w_{drain}=0.02$ and Z_{0new} are in better agreement with the difference between measured discharge at Salekhard and Belogorje than lateral inflow obtained with $c_{pn}=5$, $w_{drain}=0$ and Z_0 . Table 2 presents the correlation coefficient, bias, Root Mean Square Error (RMSE) and Nash-Sutcliffe coefficient between observed and modelled discharge at Salekhard for all precipitation fields. The best results are obtained with GSWP2-P1 and P3, even if they underestimate discharge. GSWP2-P4 gives fairly good results but overestimates discharge. The worst results are obtained for GSWP2-B0 and P2 which dramatically overestimate discharge. This is coherent with the work from Decharme and Douville (2006), who also found that modelled discharge is greatly overestimated when applying correction for gauge under-catch to hybridized precipitation dataset. Moreover, they found that discharge modelled using GSWP2-P3 precipitation field is always underestimated at high latitude, which is confirmed here.

Table 2. Correlation coefficient, bias, RMSE and Nash-Sutcliffe coefficient between measured and modelled discharge at Salekhard for different precipitation datasets and for $c_{pn}=0.01$, $w_{drain}=0.02$ and Z_{0new}

Precipitation ISBA input	Model vs observation			
	Correlation coefficient	Bias (m ³ /s)	RMSE (m ³ /s)	Nash-Sutcliffe coefficient
GSWP2-B0	0.97	-1571	3 554	0.88
GSWP2-P1	0.99	700	2 157	0.96
GSWP2-P2	0.96	-2797	5 183	0.75
GSWP2-P3	0.99	674	1 917	0.97
GSWP2-P4	0.99	-1363	2 289	0.95
GSWP2-PE	0.98	-912	2 607	0.94

From these results, lateral inflows obtained with GSWP2-P3 and P4 (which are quite different but still close to in-situ measurement) and $c_{pn}=0.01$, $w_{drain}=0.02$ and Z_{0new} will be used for the sensitivity study to LISFLOOD-FP parameter in the next section.

3.2. Sensitivity to LISFLOOD-FP parameters

3.2.1. Sensitivity to river depth and Manning coefficient

As LISFLOOD-FP assumes a rectangular channel cross section, the river depth determines the maximum discharge in the main river channel and when there will be inundation. The river width plays the same role, and for this reason, to simplify the sensitivity tests, only river depth is changed. Since the Ob river depth can reach 15m and even 20m, three different values of the constant river depth (5m, 10m and 15m) have been tested. As river depth decreases, so does the capacity of the channel and more water is transferred to floodplain sections during high discharge events. This increased floodplain storage has the effect of delaying the downstream progression of the flood wave.

The Manning coefficient greatly impacts the flow speed, which then impacts discharge and flood extent. Indeed, the slower the flow, the more water can be accumulated and then be available for floodplain inundation. The Ob bed is mainly composed of sand (Akimenko et al.,

2001) and the lower Ob is mostly a straight river, so the Manning coefficient can be chosen to be about 0.02 (Chow, 1964). Yet, at some periods of the year it can increase, for example during snow melt when the river carries ice and mud. For this reason the model has been run for four values of the channel Manning coefficient (0.01, 0.015, 0.020 and 0.025).

Fig. 12a and 12c present, respectively for GSWP2-P3 and GSWP2-P4 lateral inflows, the modelled discharge at Salekhard for different values of river depth (red and magenta curves) for a Manning coefficient of 0.015. On these plots, the blue curve corresponds to the measured discharge at Salekhard. These plots clearly show that for greater river depth the maximum discharge happens earlier, with a higher amplitude, than for smaller river depth. For river depths equal or above 10m, there is a good timing between modelled and in-situ discharge, for both precipitation datasets. This good agreement is mainly due to limited overbank flooding leading to attenuation of the flood wave.

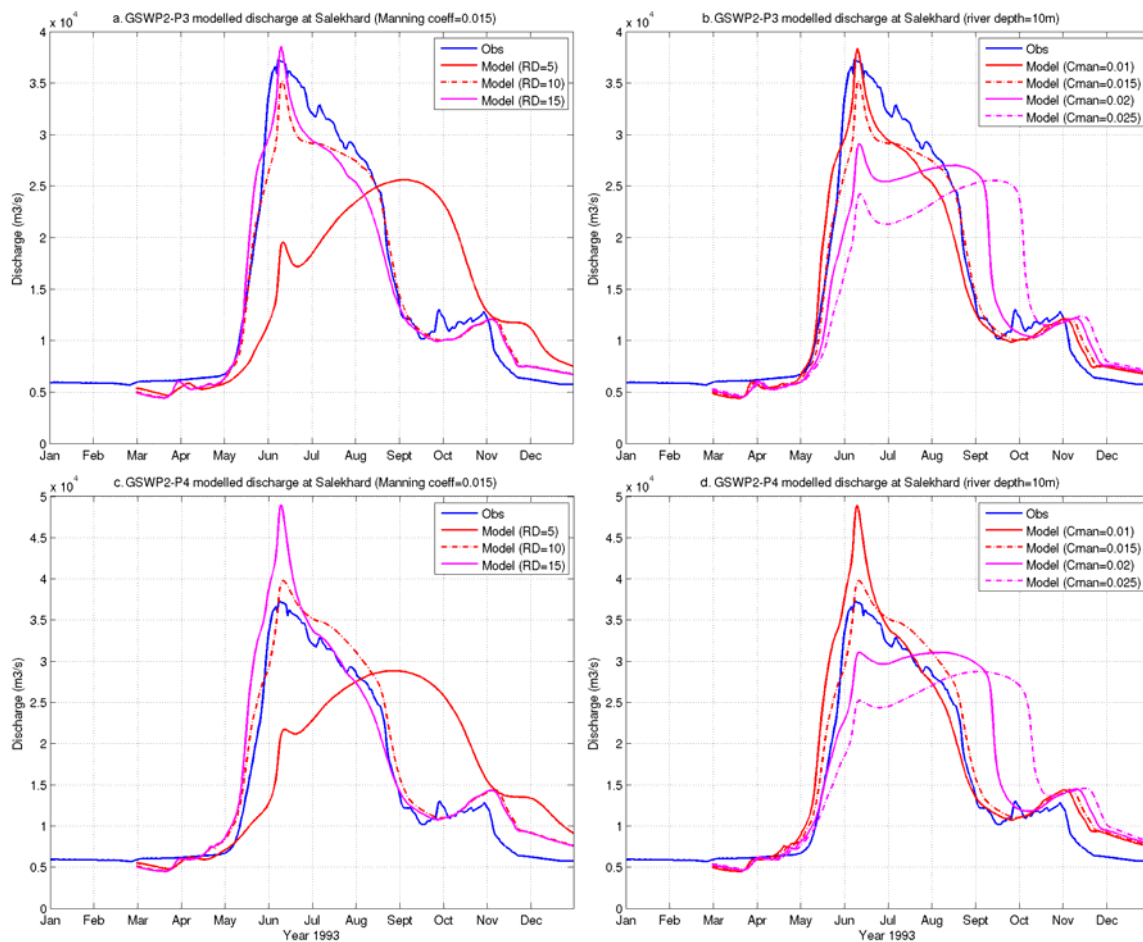


Fig. 12. Modelled discharge at Salekhard for different values of the river depth (5m, 10m and 15m) and for a Manning coefficient of 0.015 (a. and c.). Modelled discharge at Salekhard for different values of the Manning coefficient (0.01, 0.015, 0.02 and 0.025) and for a river depth of 10m (b. and d.). Plots a. and b. are obtained with lateral inflows computed using GSWP2-P3 precipitation field, whereas plots c. and d. are obtained with GSWP2-P4 precipitation dataset. On each plot, the blue curve corresponds to the observed discharge at Salekhard

Fig. 12b and 12d present, respectively for GSWP2-P3 and GSWP2-P4 lateral inflows, the modelled discharge at Salekhard for different values of the Manning coefficient (red and magenta curves) for a river depth of 10m. The different curves clearly show that, with a higher channel Manning coefficient, the water is slowed down, which could increase floodplain inundation and delay the modelled discharge.

Furthermore, for both precipitation forcing fields, there is a delay between in-situ and modelled discharges between September and December, when discharge is only driven by autumn rainfall. This delay is difficult to explain and could be due to a wide range of reasons: errors in the precipitation location (for example if the location of rainfall in the GSWP2 data set is further south, then it will take more time for the water to reach Salekhard) or in the timing, a change in the value of the friction coefficient (in spring the friction should be higher because of ice melting, yet the Manning coefficient is already very low), etc.

To find the best couples of LISFLOOD-FP parameters (Manning coefficient and river depth), the mean error, root mean square error, correlation coefficient and Nash-Sutcliffe coefficient have been computed (Table 3) between observed and modelled discharge for each value of the Manning coefficient and river depth (for both GSWP2-P3, normal size numbers, and GSWP2-P4, bold numbers). For GSWP2-P3, the best agreement between observed and modelled discharge is obtained with a river depth of 15m and a Manning coefficient of 0.020 (the RMSE is minimized and equal to 1 956 m³/s). However, for GSWP2-P4, the best agreement between observed and modelled discharge is obtained with a river depth of 10m and a Manning coefficient of 0.015 (the RMSE is minimized and equal to 2 409 m³/s).

Table 3. Correlation coefficient and Nash-Sutcliffe coefficient between modelled and in-situ discharge at Salekhard for different values of the river depth (m) and the Manning coefficient (bold numbers correspond to GSWP2-P4 and non-bold numbers correspond to GSWP2-P3)

River depth (m)	Manning coefficient	Correlation coefficient	RMSE (m ³ /s)	Nash- Sutcliffe
5	0.01	0.86 0.88	5 393 5 310	0.74 0.75
	0.015	0.56 0.59	8 920 8 924	0.28 0.28
	0.02	0.25 0.30	10 982 11 032	-0.09 -0.10
	0.025	-0.0002 0.06	12 105 12 029	-0.32 -0.30
10	0.01	0.98 0.96	2 263 3 510	0.95 0.89
	0.015	0.99 0.99	2 136 2 409	0.96 0.95
	0.02	0.89 0.88	4 861 5 248	0.79 0.75
	0.025	0.71 0.70	7 423 7 833	0.50 0.45
15	0.01	0.98 0.95	2 508 3 951	0.94 0.86
	0.015	0.98 0.97	2 131 3 405	0.96 0.90
	0.02	0.99 0.98	1 956 2 722	0.97 0.93
	0.025	0.98 0.98	2 489 2 595	0.94 0.94

These values of the parameters seem reasonable for a river channel with a sand bed and no vegetation (the Manning coefficient is known to vary from 0.011 to 0.035, Chow, 1964) and with a maximum river depth between 15m or 20m (Akimenko et al., 2001).

3.2.2. Comparison with altimetry

To estimate which averaged river depth between 10m and 15m is closer to reality, the modelled water elevations along the river channel have been compared to measured water elevations from the Topex/POSEIDON satellite radar altimeter. The location of the twenty two Topex/POSEIDON virtual stations used in this study is shown by the red dots on Fig. 13. As the lower Ob is wide (river width is around 2 km), the altimeter gives relatively good results, except in winter, when the river is frozen. For this reason the comparison between modelled and remotely sensed water heights has only been undertaken for the period May to September 1993. Whilst the ability of the LISFLOOD-FP model to match these data will be hampered by errors in the floodplain DEM, this should give some indication as to which river depth is most likely to be correct.

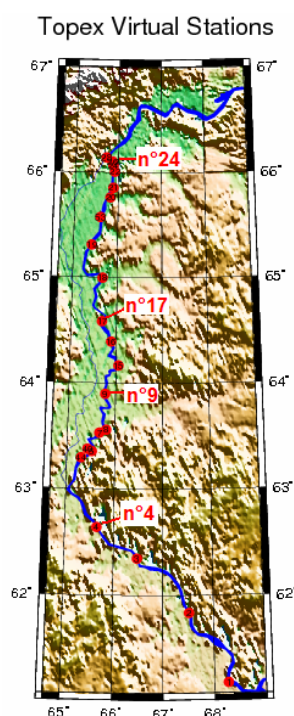


Fig. 13. Location of the different Topex/Poseidon virtual stations used

Fig. 14 shows the comparison between the height measured by Topex/POSEIDON (red curve) and the modelled height with GSWP2-P3 (magenta dashed curve) and with GSWP2-P4 (black curve) for a 10 m river depth and a 0.015 Manning coefficient at the location of Topex/POSEIDON measurements n°4 (a.), n°9 (b.), n°17 (c.) and n°24 (d.), see Fig. 13 for their location. Water heights modelled with GSWP2-P4 appear to be closer to the satellite measurement than water heights modelled with GSWP2-P3. This is due to the fact that total lateral inflow computed by ISBA using GSWP2-P4 precipitation dataset is higher than total lateral inflow obtained with GSWP2-P3. In particular, with GSWP2-P3, lateral inflow n°2 is quite small compared to lateral inflow n°6 and 8, which is not the case with GSWP2-P4, (lateral inflow n°2 has the same order of magnitude as the two other lateral inflows). Furthermore, there is no significant phase error between modelled and measured water heights.

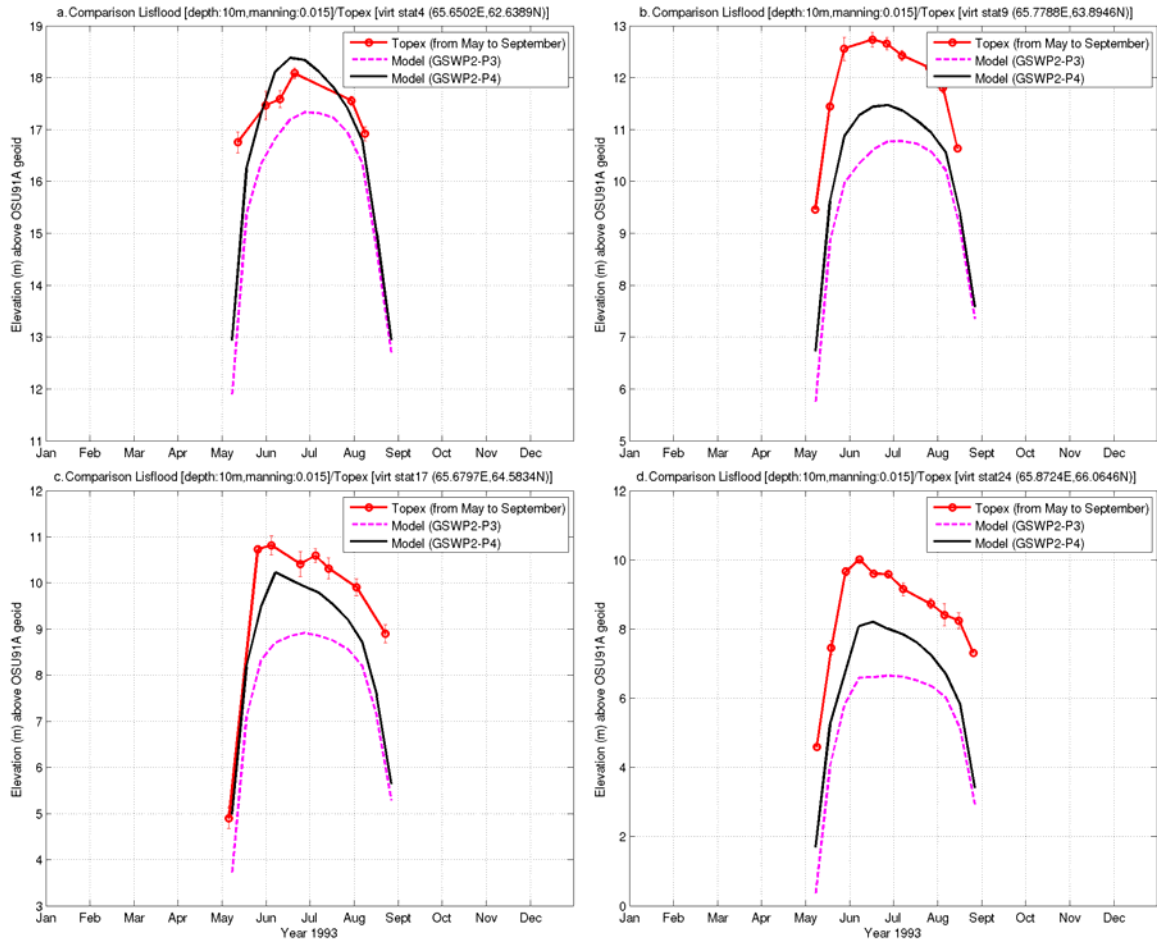


Fig. 14. Comparison between Topex/POSEIDON measured water height (red curves on the two plots) and modelled water height with GSWP2-P3 (magenta dashed curve) and with GSWP2-P4 (black curve) for a river depth of 10m and a Manning coefficient of 0.015 at the location of virtual stations n°4 (a.), n°9 (b.), n°17 (c.) and n°24 (d.) (see Fig. 13 for their location)

Table 4 shows the mean RMSE between Topex/POSEIDON and modelled water heights for all Topex/POSEIDON stations and the four stations shown in Fig. 14, for the two best couples of river depth and Manning coefficient found in section 3.2.1 for GSWP2-P3 and GSWP2-P4. Table 4 confirms the better agreement between Topex/POSEIDON and modelled water elevation for GSWP2-P4. The RMSE between altimetry measurements and modelled water heights increased with latitude especially above 65°N, which means that either the hypothesis of a constant river depth is not realistic or that the switch in the ACE DEM at 66°N to use the GTOPO30 data degrades the ability of LISFLOOD-FP to predict water surface elevation. In addition, the hypothesis that each lateral inflow computed by ISBA is inserted as a single point source into LISFLOOD-FP might also explain why some RMSEs are smaller than others. In reality, a single ISBA lateral inflow might correspond to different tributaries which do not reach the main stream at the same point. Therefore, modelled water height may be different from the true one, even if channel bathymetry was perfectly known.

Table 4. Mean RMSE between Topex/POSEIDON and modelled water heights for GSWP2-P3 and GSWP2-P4

Precipitation	Topex station	Mean RMSE modelled/Topex water height (m)	
		RD=10m Cman=0.015	RD=15m Cman=0.020
GSWP2-P3	All stations	2.6	5.7
	Station n°4	1.7	4.4
	Station n°9	2.3	4.9
	Station n°17	2.0	5.1
	Station n°24	3.2	6.2
GSWP2-P4	All stations	2.0	4.6
	Station n°4	1.1	3.5
	Station n°9	1.6	3.9
	Station n°17	1.2	4.0
	Station n°24	2.2	5.0

For both precipitation datasets, it appears that the best prediction of large scale flow hydraulics is obtained by using a river depth around 10m and a Manning coefficient of 0.015.

4. Conclusions and perspectives

This study shows that it is possible to model discharge of a nearly ungauged arctic basin by coupling a hydrologic (ISBA) and a hydrodynamic (LISFLOOD-FP) model using simple assumptions for river parameters (constant Manning coefficient and river depth) and in-situ measurements as a proxy for the upstream flow. Different sensitivity tests on input data and parameters show that the modelling is sensitive to the atmospheric input (rain and snow precipitation), snow cover and drainage parameterization for ISBA, and to Manning coefficient and river depth for LISFLOOD-FP. The DEM is a key parameter in the discharge uncertainty as it controls floodplain water depths, hydroperiod and storage volume, which in turn influences wave propagation speeds (Biancamaria et al., 2007). The study presented here used different precipitation datasets from GSWP2 to model the lower Ob river. Best results are obtained with precipitation fields which are not corrected from gauge under-catch and in particular with GSWP2-P3 and GSWP2-P4 datasets. This finding is in agreement with a previous study from Decharme and Douville (2006). Furthermore, it has been shown that a change in the value of two ISBA parameters driving soil drainage and the snow fraction over vegetation respectively, allows a better timing and amplitude of the modelled lateral inflows to the river. Comparison with in-situ measurements at the exit of the study domain and observed water heights from Topex/POSEIDON along the river has allowed to estimate the best value of the LISFLOOD-FP river depth (10 m) and Manning coefficient (0.015). With GSWP2-P3 precipitation, a 10 m river depth and a Manning coefficient of 0.015, the correlation coefficient and RMSE between modelled and observed discharge at the exit of the study domain are respectively equal to 0.99 and 1917 m³/s (which represents 14% of the mean in-situ discharge). With GSWP2-P4 precipitation and the same value of the river parameters, the correlation coefficient and RMSE between modelled and observed discharge at the exit of the study domain are respectively equal to 0.99 and 2289 m³/s (which represents 17% of the

mean in-situ discharge). The RMSE between modelled and Topex/POSEIDON measured water heights along the river is equal to 2.6 m and 2.0 m for GSWP2-P3 and GSWP2-P4 respectively. Yet, the value of the RMSE is relatively dependent of the location along the river.

The sensitivity of the modelling to the different parameters is a key factor and since there are only sparse in situ measurements, satellite estimates should be used in the future to refine some of the models parameters such as the Manning coefficient, drainage parametrization, etc to improve the models and simulate how basin hydrology interacts with surface water flow through the river network and across complex floodplains. This could be done by assimilating these satellite data both in ISBA and LISFLOOD-FP. In particular, this kind of study will greatly benefit from future wide swath altimetry, like the Surface Water and Ocean Topography (SWOT) mission, planned for launch around 2013/2016. SWOT will measure 2D water heights over a 120 km wide swath and thus better constrain the models (compared to 1D measurements from nadir altimetry or in-situ measurements).

Finally, undertaking this type of modelling is inherently difficult as the studied processes are poorly known and interact in a complex manner. This study is one of the first to investigate the hydrodynamic modelling of the lower Ob and the results are promising. This work therefore provides a significant contribution to the understanding of modelling for a large Arctic river basin and offers new and promising perspectives.

Acknowledgements

The authors are greatly thankful to the ArcticRIMS project for their huge work to gather and to freely distribute gauging data for the arctic regions via their website (<http://rims.unh.edu>). They are also very grateful to Pr. Taikan Oki for letting TRIP data freely available for download on his website (<http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~taikan/TRIPDATA/>). Moreover, they are grateful to Frederic Frappart for providing the Topex/POSEIDON data. The GSWP2 team is acknowledged for letting the authors use their different forcing fields. The authors also wish to thank one anonymous reviewer who made comments which significantly improved this paper.

All the maps have been drawn using the General Mapping Tools.

This work has benefited from funding by the ANR, IMPACT BOREAL, and the IPY CARE projects, one of the authors (S. Biancamaria) is supported by a CNES/Noveltis grant.

References

Adam, J.C., Haddeland, I., Su, F.G., Lettenmaier, D.P., 2007. Simulation of reservoir influences on annual and seasonal streamflow changes for the Lena, Yenisei, and Ob' rivers. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 112, D24.

Akimenko, T.A., Zakharova, E.A., Kouraev, A.V., 2001. Hydrology of the Ob' river system. Working Paper, INTAS Project 97-3127.

ArcticRIMS, <http://rims.unh.edu>.

Arzhanov, M.M., Eliseev, A.V., Demchenko, P.F., Mokhov, I.I., Khon, V.C., 2008. Simulation of thermal and hydrological regimes of Siberian river watersheds under permafrost conditions from reanalysis data. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics* 44(1), 83-89.

Bates, P.D., De Roo, A., 2000. A simple raster-based model for floodplain inundation. *Journal of Hydrology* 236, 54-77.

Beltaos, S., Prowse, T., 2008. River-ice hydrology in a shrinking cryosphere. *Hydrological Processes* 23, 122-144.

Betts, A.K., Beljaars, A.C.M., 2003. ECMWF ISLSCP-II near surface dataset from ERA-40. ERA-40 Project Report Series 8, [Available from the European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Shinfield Park, Reading, Berkshire RG2 9AX, England], 31 pp.

Biancamaria, S., Bates, P.D., Boone, A., Mognard, N., Crétaux, J.-F., 2007. Modelling the Ob river, in western Siberia, using remotely sensed digital elevation models. Proceedings of the « Second Space for Hydrology Workshop », Geneva, 12-14 November 2007, ESA Workshop Proceedings Publication WPP-280.

Boone, A., Masson, V., Meyer, T., Noilhan, J., 2000. The Influence of the Inclusion of Soil Freezing on Simulations by a Soil-Vegetation Atmosphere Transfer Scheme. *Journal of Applied Meteorology* 39, 1544-1569.

Boone, A., Etchevers, P., 2001. An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model: Local-Scale Evaluation at an Alpine Site. *Journal of Hydrometeorology* 2, 374-394.

Brown, J., Ferrians Jr., O.J., Heginbottom, J.A., Melnikov, E.S., 1998 (revised February 2001). Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology, Digital Media.

Chow, V.T., 1964. *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw-Hill Book Company, New-York, USA.

Decharme, B., Douville, H., 2006. Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations. *Climate Dynamics* 27, 695–713.

Decharme, B., Douville, H., 2007. Global validation of the ISBA sub-grid hydrology. *Climate Dynamics* 29(1), 21-37.

Dirmeyer, P.A., Gao, X., Zhao, M., Guo, Z., Oki, T., Hanasaki, N., 2006. GSWP-2: Multimodel Analysis and Implications for Our Perception of the Land Surface. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87, 1381–1397.

Etchevers, P., Golaz, C., Habets, F., 2001. Simulation of the water budget and the river flows of the Rhône basin from 1981 to 1994. *Journal of Hydrology* 244, 60-85.

Gorny, A.J., Carter, R., 1987. *World Data Bank II General User's Guide*. Central Intelligence Agency, Washington, DC, USA.

Grabs, W.E., Fortmann, F., De Couuel, T., 2000. Discharge observation networks in Arctic regions: Computation of the river runoff into the Arctic Ocean, its seasonality and variability.

The Freshwater Budget of the Arctic Ocean, E. L. Lewis et al., Eds., Kluwer Academic, 249–268.

Grippa, M., Mognard, N., Le Toan, T., 2005. Comparison between the interannual variability of snow parameters derived from SSM/I and the Ob river discharge. *Remote Sensing of Environment* 98, 35-44.

Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J.P., Lacarrère, P., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Ottlé, C., Vidal-Madjar, D., 1999. The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the HAPEX-MOBILHY area Part 1: Model and database. *Journal of Hydrology* 217, 75-96.

Herschey, R.W., Fairbridge, R.W., 1998. *Encyclopedia of Hydrology and Water Resources*, 1st ed., Kluwer Academic Publishers, 572-583.

Huffman, G.J. and Coauthors, 1997. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78, 5–20.

Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S.-K., 2002. NCEP/DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society* 83, 1631–1643.

Manabe, S., Milly, P.C.D., Wetherald, R., 2004. Simulated long-term changes in river discharge and soil moisture due to global warming. *Hydrological Sciences Journal* 49(4), 625-642.

Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., Lacaze, R., 2002. A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal Of Climate* 16(9), 1261-1282.

Meehl, G.A., Stocker, T.F., Collins, W.D., Friedlingstein, P., Gaye, A.T., Gregory, J.M., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J.M., Noda, A., Raper, S.C.B., Watterson, I.G., Weaver, A.J., Zhao, Z.-C., 2007. Global Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Nohara, D., Kitoh, A., Hosaka, M., Oki, T., 2006. Impact of climate change on river discharge projected by multimodel ensemble. *Journal of Hydrometeorology* 7(5), 1076-1089.

Noilhan, J., Lacarrère, P., 1995. GCM Grid-Scale Evaporation from Mesoscale Modeling. *Journal of Climate* 8(2), 206–223.

Noilhan, J., Mahfouf, J.-F., 1996. The ISBA land surface parametrisation scheme. *Global and Planetary Change* 13, 145-159.

Oki, T., Sud, Y.C., 1998. Design of Total Runoff Intergrating Pathways (TRIP) – A Global River Channel Network. *Earth interactions* 2.

- Pavelsky, T.M., Smith, L.C., 2004. Spatial and temporal patterns in Arctic river ice breakup observed with MODIS and AVHRR time series. *Remote Sensing of Environment* 93, 328-338.
- Peters, D.L., Prowse, T.D., Pietroniro, A., Leconte, R., 2006. Flood hydrology of the Peace-Athabasca Delta, northern Canada. *Hydrological Processes* 20, 4073-4096.
- Peterson, B.J., Holmes, R.M., McClelland, J.W., Vörösmarty, C.J., Lammers, R.B., Shiklomanov, A.I., Shiklomanov, I.A., Rahmstorf, S., 2002. Increasing river discharge to the Arctic Ocean. *Science* 298(5601), 2171–2173.
- Pitman, A.J., Yang, Z-L., Cogley, J.G., Henderson-Sellers, A., 1991. Description of bare essentials of surface transfer for the bureau of meteorology research centre AGCM. BMRC Research Report No. 32, various pagings.
- Prowse, T. D., 2001. River-ice ecology: I. Hydrologic, geomorphic, and water-quality aspects. *Journal of Cold Regions Engineering* 15 (1), 1 – 16.
- Rudolf, B., Hauschild, H., Reuth, W., Schneider, U., 1994. Terrestrial precipitation analysis: Operational method and required density of point measurements. *Global Precipitation and Climate Change*, M. Desbois and F. Desalmond, Eds., NATO ASI Series I 26, Springer-Verlag, 173–186.
- Serreze M. C., Bromwich, D.H., Clark, M.P., Etringer, A.J., Zhang, T., Lammers, R., 2002. Large-scale hydro-climatology of the terrestrial Arctic drainage system. *Journal of Geophysical Research* 108, doi:10.1029/2001JD000919.
- Shiklomanov, A.I., Lammers, R.B., Vörösmarty, C.J., 2002. Widespread decline in hydrological monitoring threatens panarctic research. *EOS Transactions, American Geophysical Union* 83 (2), 13.
- Smith, L.C., Alsdorf, D.E., 1998. Control on sediment and organic carbon delivery to the Arctic Ocean revealed with space-borne synthetic aperture radar: Ob' River, Siberia. *Geology* 26 (5), 395-398.
- Su, F.G., Adam, J.C., Trenberth, K.E., Lettenmaier, D.P., 2006. Evaluation of surface water fluxes of the pan-Arctic land region with a land surface model and ERA-40 reanalysis. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 11, D5.
- Verseghy, D.L., 1991. CLASS - A Canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil Model. *International Journal of Climatology* 11, 111-133.
- Vuglinsky, V.S., 2001. Peculiarities of ice events in Russian Arctic rivers. *Hydrological Processes* 16, 905-913.
- Wilson, M., Bates, P.D., Alsdorf, D., Forsberg, B., Horritt, M., Melack, J., Frappart, F., Famiglietti, J., 2007. Modeling large-scale inundation of Amazonian seasonally flooded wetlands. *Geophysical Research Letters* 34, L15404, doi:10.1029/2007GL030156.

Wu, T., W., G., 2004. An empirical formula to compute snow cover fraction in GCMs. *Advances in Atmospheric Sciences* 21, 529-535.

Yang, D., Ye, B., Shiklomanov, A., 2004. Discharge Characteristics and Changes over the Ob River Watershed in Siberia. *Journal of hydrometeorology* 5, 595-610.

Yang, D., Zhao, Y., Amstrong, R., Robinson, D., Brodzik, M.-J., 2007. Streamflow response to seasonal snow cover mass changes over large Siberian watersheds. *Journal of Geophysical Research* 112, doi:10.1029/2006JF000518.

Yang, Z.-L., Dickinson, R.E., Robock, A., Vinnikov, K.Y., 1997. Validation of snow sub-model of the biosphere-atmosphere transfer scheme with Russian snow-cover and meteorological observations data. *Journal of Climate* 10, 353-373.

2.3. Assimilation de mesures SWOT dans la modélisation de l'Ob

Cette section présente la mise en place de la mission virtuelle sur l'Ob (voir la section 2.1 pour une description du principe d'une mission virtuelle) et les résultats obtenus en fonction du schéma d'assimilation choisi.

2.3.1. Génération de l'ensemble perturbé

Pour estimer les erreurs de modélisation et ainsi générer la matrice de covariance des erreurs, qui sera par la suite corrigée en assimilant les mesures SWOT, il a été décidé de perturber la modélisation de base pour ainsi générer un ensemble de simulations corrompues qui couvrent un large spectre d'erreurs possibles. La section 2.2.3 a permis de mettre en évidence les principales sources d'erreurs de la modélisation :

- erreurs sur les forçages atmosphériques d'ISBA ;
- erreur sur la paramétrisation d'ISBA (c_{pn} , w_{drain}) ;
- erreur sur la paramétrisation de LISFLOOD-FP (profondeur du fleuve, coefficient de Manning)

Dans le cadre de cette thèse, seules les erreurs sur les forçages d'ISBA ont été prises en compte. D'une part car ce sont les erreurs prépondérantes, car si les précipitations n'ont pas lieu au bon moment et dans les quantités suffisantes, la hauteur du fleuve et le débit modélisé ne pourront jamais se rapprocher de la réalité quelque soit la valeur des paramètres d'ISBA et LISFLOOD-FP. D'autre part, pour faciliter l'étude et pour mettre en place la mission virtuelle, il est plus simple d'observer l'influence d'un type d'erreur avant de complexifier et prendre en compte les autres sources d'erreur. Les sections 2.3.1.1, 2.3.1.2 et 2.3.1.3 présentent respectivement la méthodologie de perturbation des données de forçage atmosphérique qui a été adoptée, ainsi que son application aux précipitations et aux températures utilisées en entrée d'ISBA.

2.3.1.1. Méthodologie de perturbation des données de forçage d'ISBA

Le principal problème avec les données de forçage provenant des réanalyses NCEP ou ERA-40, surtout dans les hautes latitudes, réside dans la difficulté d'estimer les erreurs qui y sont associées. Quelques rares études ont essayé d'estimer ces erreurs en faisant des inter-comparaisons entre ces jeux de données et le peu de données in-situ disponibles. Decharme et Douville (2006) ont montré que la différence entre GSWP2-P3 et des observations sur le bassin du Rhône est de 7% et de 19% pour les précipitations de pluie et de neige, respectivement. Cependant, les erreurs des précipitations GSWP2-P3 sont sûrement plus importantes sur l'Ob, car les réanalyses dans l'arctique sont de moins bonne qualité. En effet, d'après Serreze et al. (2005) sur le bassin de l'Ob, en fonction du mois, les coefficients de corrélation entre les précipitations NCEP et des données in-situ varient de 0,60 à 0,86. Quant aux données ERA-40, les coefficients de corrélation varient de 0,81 à 0,93. De plus, Voisin et al. (2006) a montré que, sur le fleuve Yenisey et d'autres fleuves à l'Est du bassin de l'Ob, l'erreur sur les précipitations ERA-40 peut varier de 0,7% à 34,5%, en fonction des données utilisées pour comparaison. Enfin, l'erreur sur le débit simulé à Salekhard correspond respectivement à 14% et 17% du débit moyen en utilisant les jeux de précipitation GSWP2-P3 et GSWP2-P4. A la vue de l'ensemble de ces résultats, j'ai considéré que les erreurs sur les précipitations étaient de l'ordre de 20% et utilisé le jeu de précipitation GSWP2-P3.

En ce qui concerne les températures, l'estimation de l'erreur est tout aussi délicate. Cependant, la comparaison entre la température in-situ à Khanty-Mansiysk (une ville proche de Belogorje, à l'entrée du domaine d'étude) et la température du forçage GSWP2 pour le

pixel contenant cette ville (Figure 46) a montré que l'écart-type entre ses deux séries temporelles (pour l'année 1993) était de 18%. Evidemment, il est difficile de tirer des conclusions générales de la comparaison entre une mesure in-situ, qui est locale, et une température modélisée sur une maille de 1°x1°. Cependant, comme pour les précipitations, il a été considéré que l'erreur sur les températures était aux alentours de 20%, ce qui correspond à une erreur de l'ordre de 3°C.

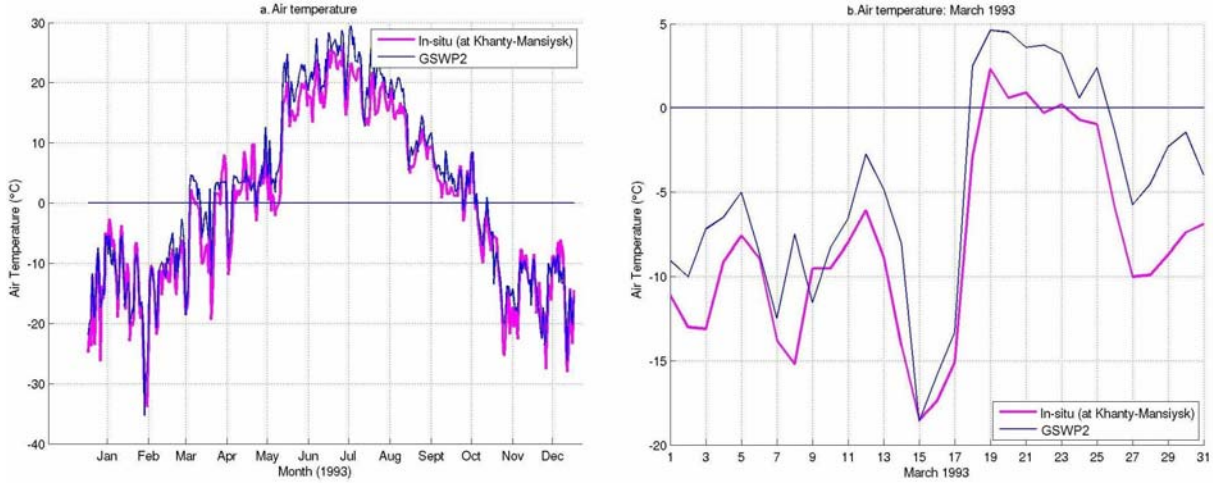


Figure 46. Comparaison entre la température mesurée à Khanty-Mansiysk (près de Belogorje) et la température GSWP2 du pixel contenant cette ville, pour toute l'année 1993 (a.) et pour le mois de mars 1993 (b.)

Pour corrompre les précipitations et la température (comme les erreurs sont très mal connues), il a été décidé de choisir la méthode utilisée par Auclair et al. (2003), qui permet de prendre en compte les principaux modes de variations statistiques des quantités à perturber. En effet, pour un champ de données P , dont on a enlevé la moyenne temporelle, on calcule ses fonctions empiriques orthogonales ou EOF (pour Empirical Orthogonal Functions) temporelles (α) et spatiales (Φ), en utilisant l'algorithme développé par Toumazou et Crétaux (2001), puis on recombine aléatoirement les N premiers modes qui expliquent 95% de la variance, avec un bruit blanc d'écart-type 0,2. La moyenne temporelle est aussi multipliée par un scalaire pris dans une vecteur aléatoire gaussien de moyenne 1 et d'écart-type 0,2 (Eq. 33).

$$P^{corr}(i, t) = \bar{P}(i) \cdot \varepsilon_m + \sum_{j=1}^N \varepsilon_j \cdot \alpha_j(t) \cdot \phi_j(i) \quad \text{Eq. 33}$$

Où P^{corr} est le champ P corrompu, i est l'indice spatial, t l'indice temporel, \bar{P} est la moyenne temporelle de P , j l'indice sur les modes EOF, N est le plus grand mode utilisé (les modes 1 à N expliquent 95% de la variance de P), α_j est l'EOF temporelle du mode j et ϕ_j est l'EOF spatiale du mode j . ε_m et ε_j correspondent à un bruit blanc d'écart-type 0,20.

L'intérêt de cette méthode est de pouvoir corrompre à la fois l'amplitude du champ de données, mais aussi sa localisation spatiale en modifiant l'importance donnée à chaque mode des EOF, tout en s'assurant que ces mouvements ont une certaine cohérence, au moins statistique. Cette méthode a été appliquée au champ de température et à la précipitation totale (pluie+neige).

2.3.1.2. Perturbation des précipitations totales

La méthodologie de perturbation présentée ci-dessus a été appliquée aux données de précipitations totales (pluie+neige). Le calcul des EOF du champ de précipitation totale sur quatre ans (d'août 1991 à juillet 1994) montre qu'il n'y a pas vraiment de mode dominant

(Tableau 12) et qu'il faut prendre en compte les 187 premiers modes pour expliquer 95% de la variance. Les Figure 47 et Figure 48 présentent les EOF spatiales et temporelles pour le premier mode et le deuxième mode, respectivement. La faible variance expliquée pour chaque mode tient au fait que le temps de vie d'une dépression est de l'ordre de quelques jours, avec une grande variabilité de déplacement dans le temps et dans l'espace.

Tableau 12. Variance expliquée des 10 premiers modes EOF des précipitations totales (pluie+neige)

Modes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Variance expliquée (%)	8,9	4,8	4,7	3,9	3,2	2,9	2,6	2,4	2,2	2,1

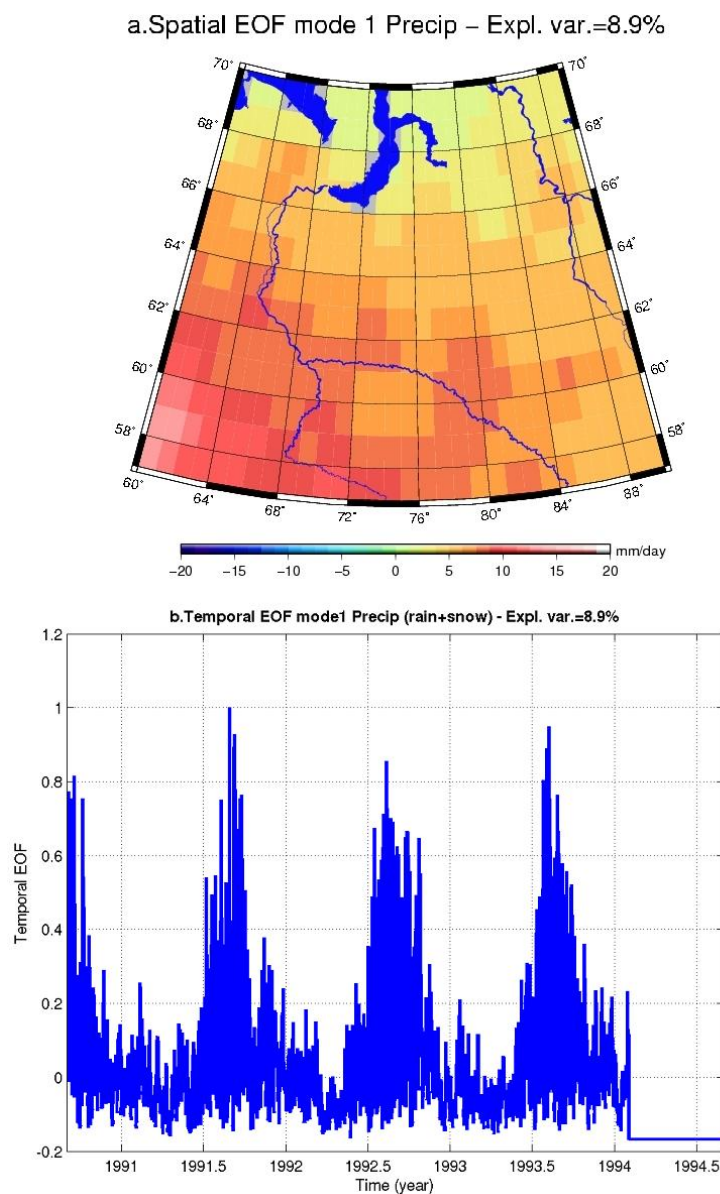


Figure 47. EOF spatiale (a.) et temporelle (b.) des précipitations totales pour le 1^{er} mode

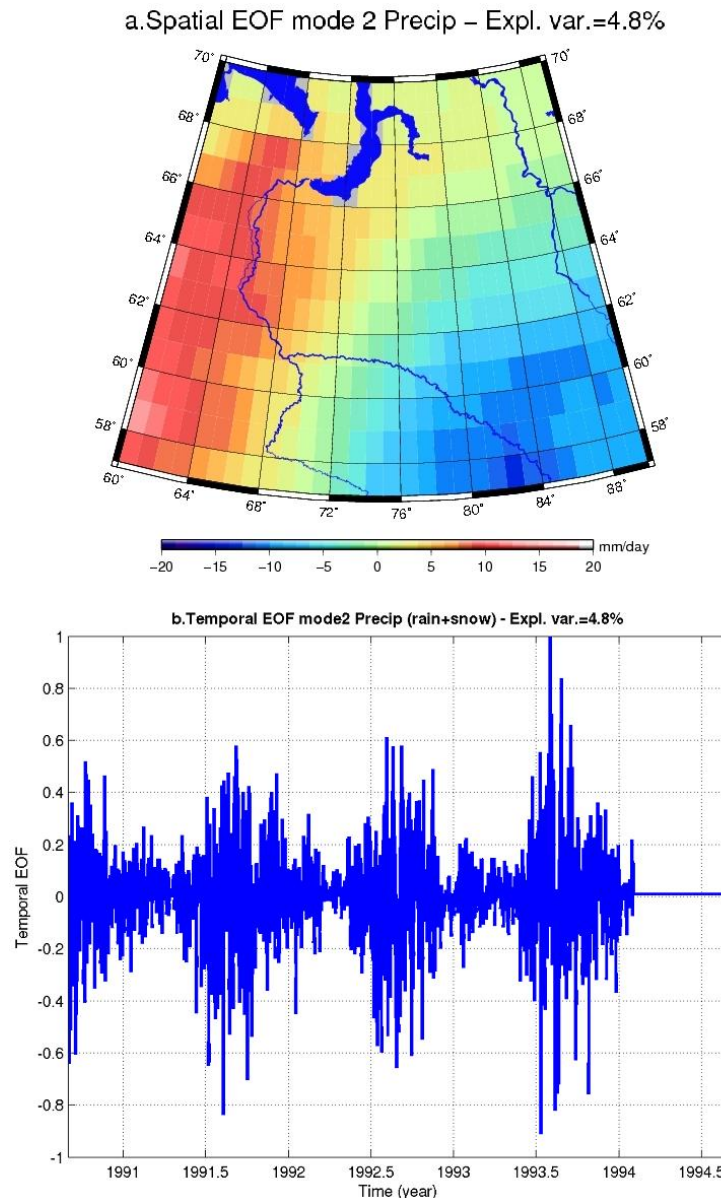


Figure 48. EOF spatiale (a.) et temporelle (b.) des précipitations totales pour le 2^{ème} mode

Un ensemble de 20 membres de jeux de précipitations perturbées a été généré suivant la méthodologie présentée à la section 2.3.1.1. Après corruption des précipitations totales et de la température de l'air, la répartition entre pluie et neige est faite de la manière suivante :

- pour les températures de l'air en dessous de 0°C, 100% des précipitations sont sous forme de neige : $\text{neige} = \text{precip_tot}$ et $\text{pluie} = 0$;
- pour les températures de l'air comprises entre 0°C et 2°C, il y a une répartition linéaire entre la neige et la pluie : $\text{neige} = \text{precip_tot} * (275,15 - T_{\text{air}}) / 2$ et $\text{pluie} = \text{precip_tot} - \text{neige}$ (T_{air} correspond à la température de l'air du forçage ISBA, en K) ;
- Pour les températures de l'air au dessus de 2°C, 100% des précipitations sont de la pluie : $\text{neige} = 0$ et $\text{pluie} = \text{precip_tot}$.

La Figure 49 montre les précipitations totales (pluie+neige) pour le 30 août 1993 à midi pour les données nominales (non perturbées, a.), pour le membre n°5 (b.), n°7 (c.) et n°12 (d.) de l'ensemble perturbé. Comme on peut le constater, les principales zones de précipitations sont modifiées en amplitude et d'autres zones de faibles précipitations apparaissent. Certains membres de l'ensemble (comme le membre n°7) sont proches du

champ non perturbé, tandis que certains autres s'en éloignent sensiblement (comme le membre n°12).

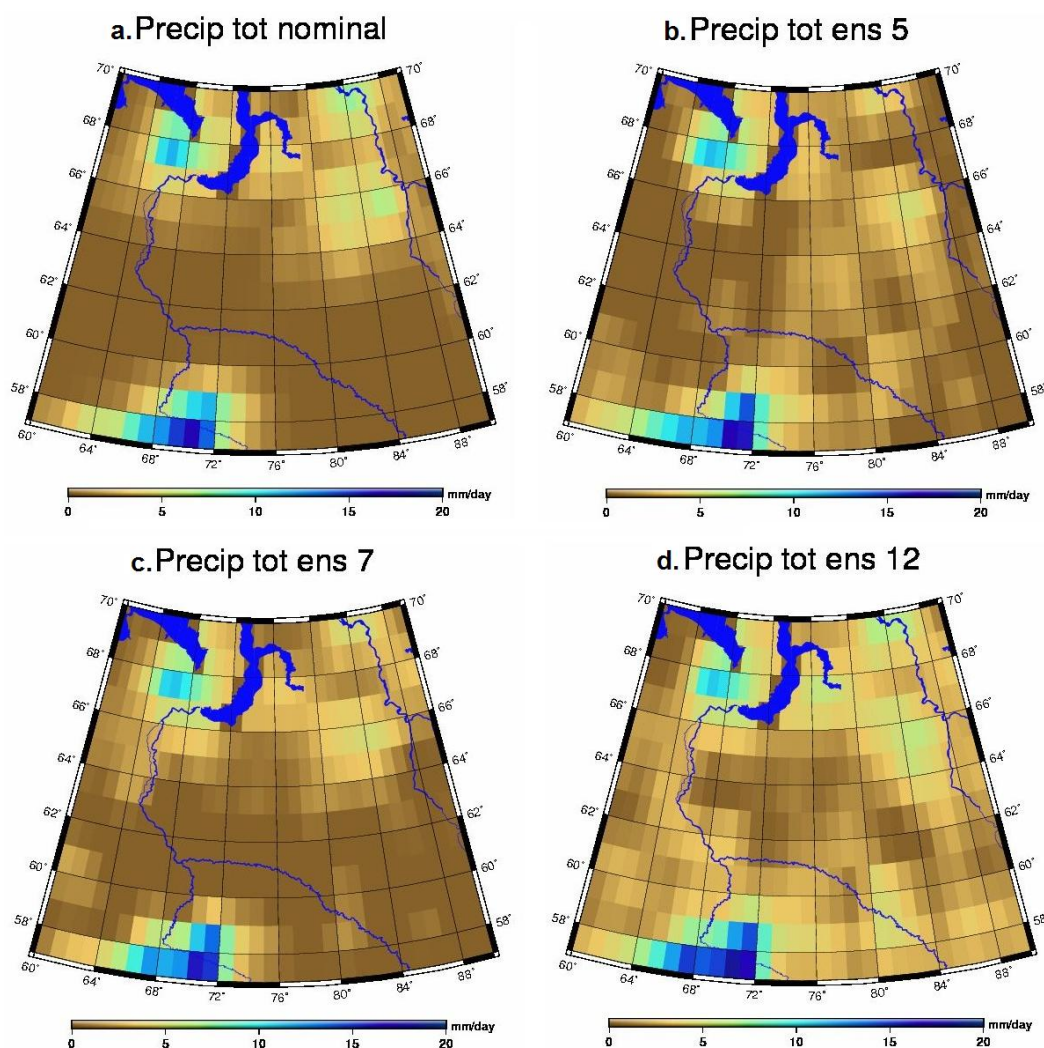


Figure 49. Précipitation totale (pluie+neige en mm/day) pour le 30 août 1993 à midi pour les données nominales (non perturbées, a.), pour le membre n°5 (b.), n°7 (c.) et n°12 (d.) de l'ensemble perturbé

2.3.1.3. Perturbation des températures de l'air

En ce qui concerne la température de l'air, le calcul des EOF sur quatre ans (d'août 1991 à juillet 1994) montre un fort mode dominant (expliquant 84.1% de la variance) qui correspond au caractère saisonnier de la température de l'air (Tableau 13). De plus, 95% de la variance est expliquée par les 8 premiers modes. Les Figure 50 et Figure 51 présentent les EOF spatiales et temporelles pour le premier et le deuxième mode, respectivement.

Tableau 13. Variance expliquée des 10 premiers modes EOF des températures de l'air

Modes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Variance expliquée (%)	84,1	3,6	2,5	1,5	1,3	1,2	0,6	0,5	0,44	0,38

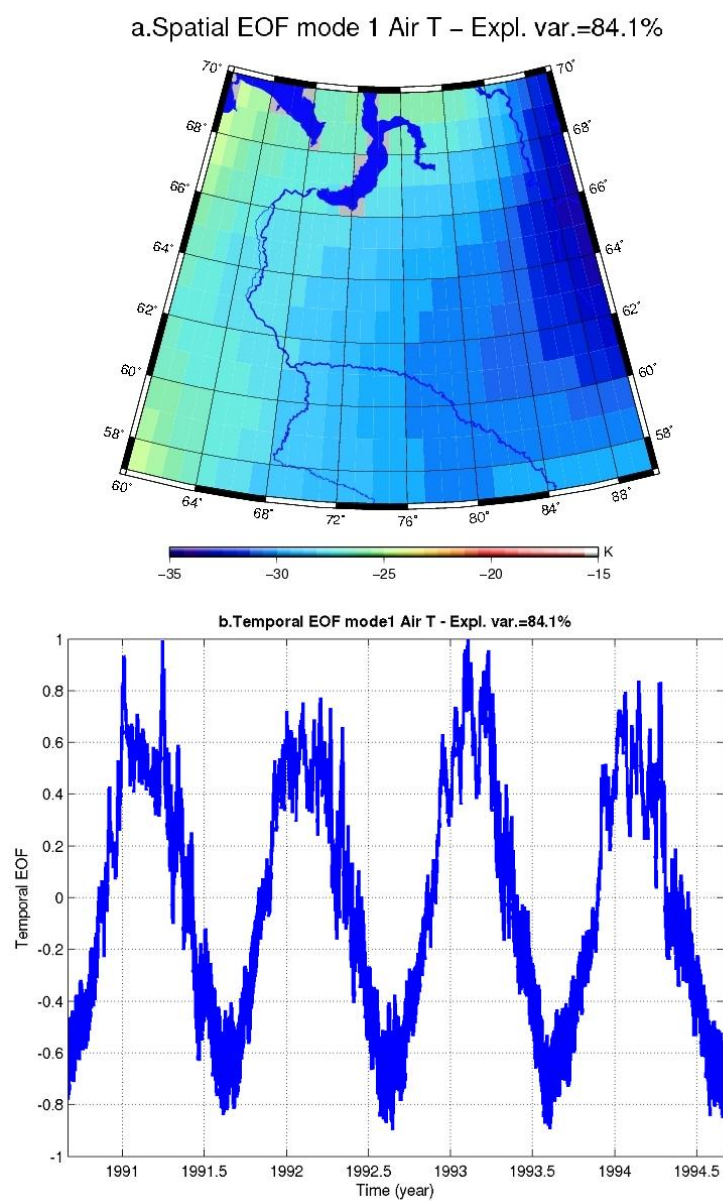


Figure 50. EOF spatiale (a.) et temporelle (b.) des températures de l'air pour le 1^{er} mode

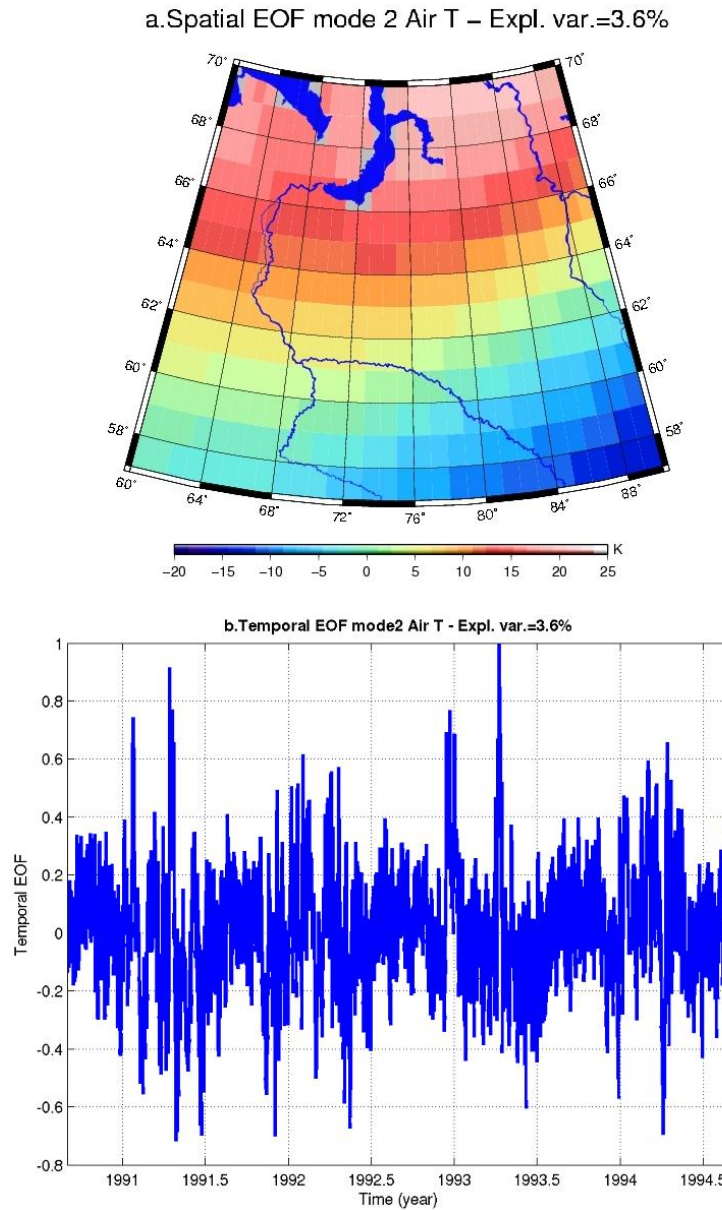


Figure 51. EOF spatiale (a.) et temporelle (b.) des températures de l'air pour le 2^{ème} mode

Un ensemble de 20 membres de jeux de températures de l'air perturbées a été généré suivant la méthodologie présentée à la section 2.3.1.1. Des tests de sensibilité ont permis de montrer que pour ne pas faire diverger ISBA, il fallait conserver une humidité spécifique qui soit cohérente avec la température de l'air perturbée. Donc après avoir corrompue la température de l'air, une nouvelle humidité spécifique (q') a été recalculée à partir de la température de l'air perturbée (T_{airpert}) et des valeurs initiales de la température de l'air (T_{air}), de la pression (p) et de l'humidité relative (RH). La méthodologie utilisée est assez simple, mais nécessite la définition du ratio de mixage (r) et de l'humidité relative (RH), ainsi que les formules utilisées pour calculer la pression de la vapeur d'eau (e) et de la pression de vapeur saturante (e_{sat}) :

$$r = \frac{q}{1 - q} \quad \text{Eq. 34}$$

$$e = \frac{p \cdot r}{(R/R_v) + r} \quad \text{Eq. 35}$$

$$e_{sat} = a \cdot \exp \left[\frac{b \cdot (T_{air} - T_f)}{(T_{air} - T_f) + c} \right] \quad \text{Eq. 36}$$

avec $T_f=273,15$ K, $a=611,20$ Pa, $b=17,67$ et $c=243,50$ K (List, 1984).

$$RH = \frac{e}{e_{sat}} \quad \text{Eq. 37}$$

Pour calculer la nouvelle humidité spécifique (q'), il suffit de recalculer la nouvelle pression de vapeur saturante (e_{sat}') à partir de la température corrompue en utilisant l'équation **Eq. 36**, puis de calculer la nouvelle pression de vapeur d'eau (e') en supposant que l'humidité relative n'a pas changé : $e' = e_{sat}' \cdot RH$. La nouvelle humidité spécifique est donc obtenue en utilisant l'équation suivante (après élimination de r) :

$$q' = \frac{(R/R_v) \cdot e'}{p - [1 - (R/R_v)] \cdot e'} \quad \text{Eq. 38}$$

Ceci permet d'obtenir un jeu de forçage perturbé cohérent qui peut être utilisé en entrée d'ISBA pour calculer des apports latéraux corrompus, qui permettront à leur tour de générer des simulations perturbées de l'Ob.

2.3.1.4. Ensemble des simulations corrompues de l'Ob inférieur

En utilisant en entrée d'ISBA les forçages de pluie, neige et température perturbés, un ensemble d'apports latéraux perturbés, comportant 20 membres, a pu être calculé. Comme le débit en entrée à Belogorje est très important, afin d'avoir une bonne variabilité des simulations de l'Ob corrompues, il faut aussi perturber le débit d'entrée à Belogorje. Par contre, le débit in-situ à Belogorje n'est disponible que pour l'année 1993. Or comme dans un futur proche je voudrais étendre l'étude qui va être présentée dans les paragraphes suivants à d'autres années que la seule année 1993, j'ai décidé d'utiliser le débit simulé à Belogorje plutôt que celui mesuré in-situ, afin de pouvoir facilement appliquer la mission virtuelle sur plusieurs années lorsque cela sera nécessaire. Ainsi le débit à Belogorje a été estimé en utilisant ISBA+TRIP pour les 20 membres de l'ensemble, plutôt que le débit in-situ utilisé à la section 2.2. Enfin, wdrain a été choisi égal à 0,01 plutôt que 0,02 (valeur utilisé à la section 2.2.3.2), car cela permet un meilleur accord entre le débit simulé avec ISBA+TRIP et le débit in-situ à Belogorje (de toute façon sur l'Ob inférieur, les résultats obtenus avec wdrain=0,01 et wdrain=0,02 étaient assez similaires, voir Figure 43).

La Figure 52 présente le débit simulé à Salekhard pour l'ensemble de simulations corrompues (courbes rouges) et pour la simulation nominale (simulation non-corrompue, courbe bleue). La simulation nominale va correspondre à notre vérité et les membres de l'ensemble représentent l'incertitude liée à la simulation de l'Ob inférieur que l'on va tenter de corriger avec les données SWOT simulées. Leur génération est présentée à la section suivante.

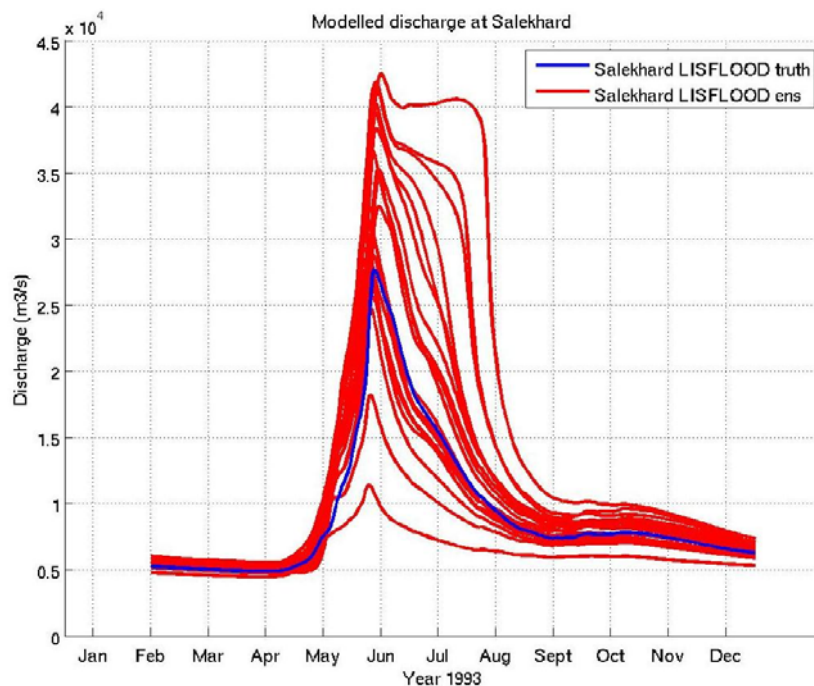


Figure 52. Débit simulé à Salekhard pour l'ensemble de simulations corrompues (courbes rouges) et pour la simulation nominale (simulation non-corrompue, courbe bleue)

2.3.2. Génération des mesures SWOT

Pour cette étude, ce que l'on va considérer comme notre vérité correspond au run nominal. C'est cette vérité qu'observe notre simulateur de données SWOT. Le simulateur qui a été conçu est assez simple : en fonction de l'orbite choisie et de la fauchée SWOT, les dates d'observation SWOT pour l'année 1993 sont calculées. Pour chacune de ces dates, un masque de la fauchée est calculé et superposé au run nominal à la date correspondante. Seules les hauteurs d'eau incluses dans ce masque sont conservées et une erreur de mesure est ajoutée, ce qui fournit les observations SWOT synthétiques.

Les principales erreurs qui affecteront la mesure d'hauteur d'eau sont les suivantes (Rodriguez, 2008) :

- bruit instrumental (non corrélé le long de la fauchée) de l'ordre de 2 cm pour une surface de 1 km² ;
- l'erreur provoquée par le roulis du satellite (dépend énormément de la plateforme utilisée), elle est au maximum de 8 cm en bord de fauchée et est évidemment corrélée le long de la fauchée (et a une longueur d'onde le long de la trace du satellite de l'ordre de 5000 km) ;
- l'erreur de troposphère humide est de l'ordre de 5 cm sur les continents car elle ne peut pas être corrigée par des mesures radiométriques (contrairement à l'océan) et a une longueur d'onde supérieure à 100 km ;
- l'erreur de troposphère sèche est inférieure à 1 cm et a une longueur d'onde supérieure à 1000 km ;
- l'erreur due à la traversée de l'ionosphère est de 1 cm avec une longueur d'onde supérieure à 900 km ;
- l'erreur sur l'orbite est de 1 cm et a une longueur d'onde supérieure à 8000 km.

Dans le cadre de cette étude seul le bruit instrumental a été considéré, tout simplement parce qu'il était le plus simple à prendre en compte et est bien documenté, contrairement aux autres sources d'erreur (Enjolras et al., 2006). Il est modélisé par un bruit blanc de 2 cm. Les deux autres erreurs les plus importantes, à savoir l'erreur de roulis et l'erreur de troposphère humide n'ont pas été prises en compte pour le moment, mais font l'objet d'études à la NASA

et au CNES. Les premiers résultats de ces études et la comparaison avec des mesures provenant de missions spatiales existantes devraient toutefois permettre de commencer à les simuler dans un futur proche.

L'annexe 2 présente plus en détail la génération des mesures SWOT.

2.3.2.1. Orbite nominale à 22 jours

Ce simulateur a été utilisé pour l'orbite nominale de SWOT, considérée comme ayant une répétitivité de 22 jours et une inclinaison à 78° (l'orbite a été calculé au CNES, puis j'ai calculé la trace au sol pour une fauchée SWOT au sol de 140 km avec un trou de 20 km au nadir). La Figure 53 présente, pour cette orbite, le nombre d'observation SWOT pour chaque point du domaine d'étude pour un cycle de répétitivité (i.e. 22 jours). On peut constater qu'en fonction de la localisation le nombre de revisites varie de 3 (sud du domaine d'étude) à 7 (au-delà de 64°N). À titre d'exemple, la Figure 54 présente la vérité et l'observation SWOT synthétique calculée à partir de cette vérité pour le 28 juin 1993.

Nominal orbit (78deg 22day)

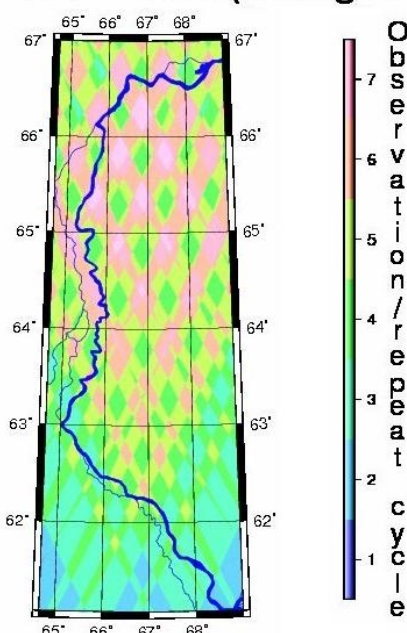


Figure 53. Nombre d'observations du domaine d'étude par SWOT lors d'un cycle de répétitivité pour l'orbite nominale à 22 jours

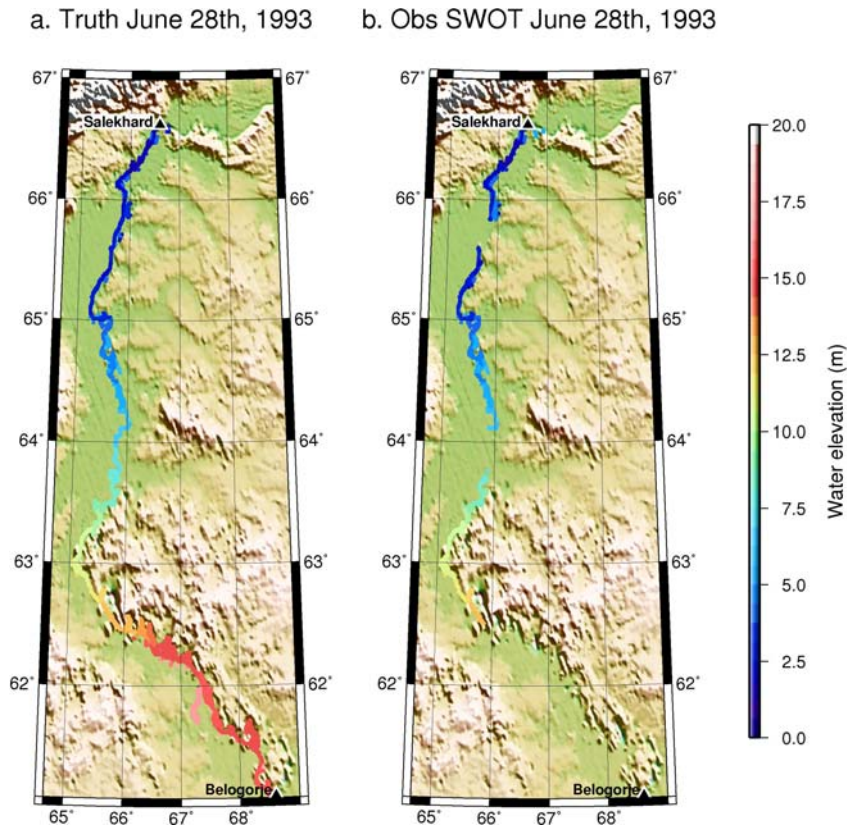


Figure 54. Vérité (a.) et observation SWOT synthétique correspondante (b.) pour le 28 juin 1993

2.3.2.1. Orbites à 3 jours

La phase de calibration de la mission (voir section 1.5) correspond à une orbite ayant une répétitivité de 3 jours et une inclinaison de 78° . Cette orbite est particulièrement intéressante car elle permet une bonne répétitivité temporelle, mais par contre ne permet pas une couverture globale de la zone d'étude. Or, en fonction de la localisation du satellite lors de sa mise sur orbite, la zone d'observation peut être très différente, ce qui affectera les résultats de l'assimilation. C'est pourquoi, à partir d'une orbite initiale calculée par le CNES pour laquelle la localisation de départ du satellite est purement aléatoire, l'université de l'Ohio a calculé dix orbites différentes qui correspondent à l'orbite du CNES, décalées longitudinalement vers l'Est. Parmi ces orbites j'ai sélectionné trois orbites (l'orbite n°1, n°6 et n°10) qui correspondent aux cas les plus typique que l'on peut trouver sur le domaine d'étude (Figure 55). Pour l'orbite n°1, les 400 km du fleuve (sur les 900 km dans le domaine d'étude) les plus en amont ne sont pas observés. L'orbite n°6 a une moins bonne couverture, mais observe le fleuve en amont et aussi une petite portion près de Salekhard. Enfin l'orbite n°10 a une couverture optimale, presque tout le fleuve est observé.

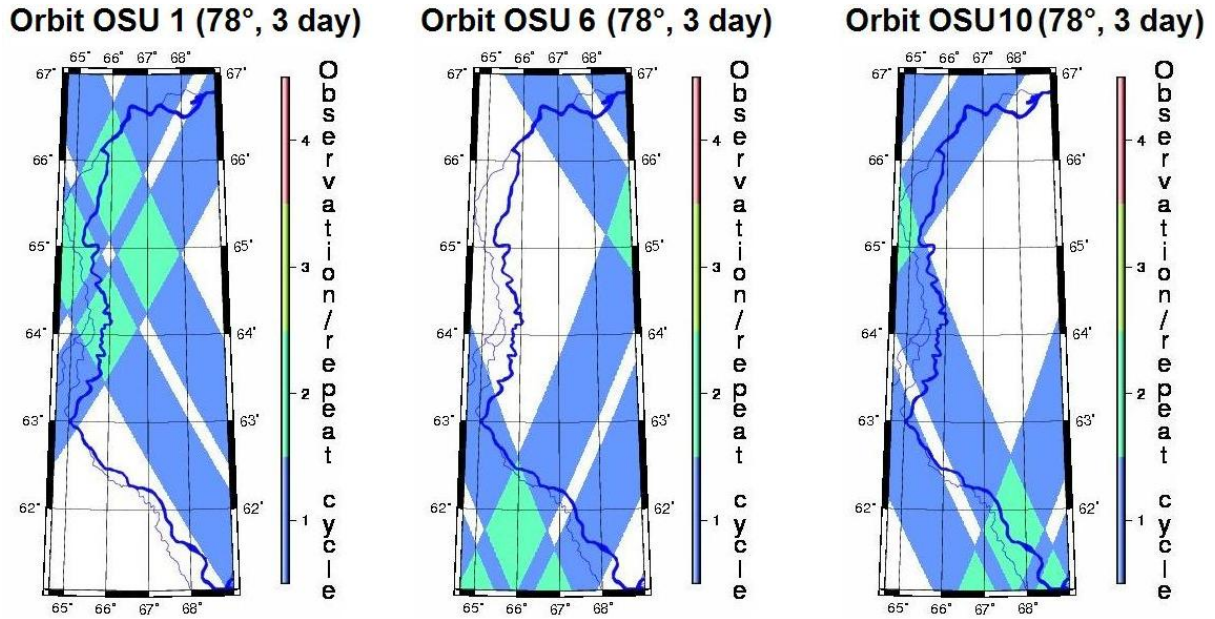


Figure 55. Orbites à 3 jours utilisées pour cette étude

2.3.3. Assimilation des données SWOT

2.3.3.1. Les différents schémas d'assimilation utilisés

2.3.3.1.1. Le filtre de Kalman d'ensemble

Comme expliqué à la section 2.1, l'idée de la mission virtuelle est de réduire l'erreur modèle en utilisant l'information contenue dans les observations SWOT. Ceci est effectué en assimilant les données SWOT dans le modèle LISFLOOD-FP. L'assimilation de données est une technique statistique qui combine, en fonction de leurs erreurs respectives, les sorties du modèle (état a priori ou ébauche) et les observations, afin d'obtenir un état analysé qui a une erreur plus faible que les sorties modèle avant assimilation.

La technique d'assimilation choisie dans le cadre de cette étude est le filtre de Kalman d'ensemble (Evensen, 1994 ; Burgers et al., 1998). Il est utilisé de façon séquentielle, c'est-à-dire que l'étape d'assimilation est effectuée à chaque temps d'observation. Le filtre de Kalman a été proposé par Kalman (1960) et s'applique à des modèles et des opérateurs d'observation (la fonction permettant de projeter les sorties du modèle dans l'espace des observations) linéaires ayant des erreurs gaussiennes. Dans ce cas, il s'agit d'une analyse optimale (c'est-à-dire qu'il fournit l'analyse de variance minimale). Cependant, il peut aussi être utilisé avec des modèles et des opérateurs d'observation linéarisés, il s'agit du filtre de Kalman étendu utilisé pour des problèmes qui ne sont pas fortement non linéaires. L'intérêt du filtre de Kalman est de propager les erreurs modèles d'une étape d'assimilation à l'autre. Le problème du filtre de Kalman et du filtre de Kalman étendu est leur coût de calcul qui peut être important pour des vecteurs d'état de grande dimension, notamment pour le traitement de la covariance d'erreur d'analyse. Le filtre de Kalman d'ensemble est une approximation à ordre réduit du filtre de Kalman étendu, afin de réduire le coût de calcul de l'analyse.

Le calcul du vecteur d'état analysé pour le filtre de Kalman est fourni par l'équation (Evensen, 2004) :

$$A^a = A + P_e \cdot H^T (H \cdot P_e \cdot H^T + R_e)^{-1} (D - H \cdot A) \quad \text{Eq. 39}$$

où A^a est le vecteur d'état après analyse, A est le vecteur d'état a priori, P_e est la matrice de covariance d'erreur modèle, H est l'opérateur d'observation, R_e est la matrice de covariance

des erreurs d'observation et D est le vecteur d'observation. La matrice de covariance d'erreur d'analyse (P_a) est calculée selon l'équation suivante :

$$P_a = P_e - P_e H^T (H P_e H^T + R_e)^{-1} H P_e \quad \text{Eq. 40}$$

Le terme $K = P_e \cdot H^T (H \cdot P_e \cdot H^T + R_e)^{-1}$ est appelé le gain de Kalman. Si les erreurs d'observations sont faibles, $H \cdot P_e \cdot H^T \gg R_e$, l'état analysé est proche des observations. Par contre, si les erreurs modèles sont faibles, l'état analysé est proche de l'ébauche. Ainsi, en se basant sur l'erreur modèle et l'erreur d'observation, l'état analysé peut être vu comme une moyenne pondérée entre l'ébauche et les observations. Le terme $D-H \cdot A$ est appelé, quant à lui, innovation.

Pour le filtre de Kalman d'ensemble, la matrice de covariance d'erreur modèle P_e est approximée par la matrice de covariance d'ensemble :

$$P_e = \frac{(A - \bar{A}) \cdot (A - \bar{A})^T}{N - 1} \quad \text{Eq. 41}$$

avec \bar{A} la moyenne d'ensemble et N le nombre de membres de l'ensemble. Lorsque N (la taille de l'ensemble) tend vers l'infini la matrice P_e tend vers la vraie matrice de covariance d'erreur modèle.

La matrice de covariance d'erreur d'observation est aussi calculée à partir d'un ensemble perturbé. Mais comme pour le moment l'erreur d'observation est une erreur gaussienne, la matrice de covariance d'erreur est une matrice diagonale égale à 0,02 (variance de l'erreur gaussienne égale à 2 cm).

Le plus coûteux en temps de calcul et en espace de stockage est le calcul de la matrice inverse dans le gain de Kalman. C'est pourquoi Evensen (2004) a développé un algorithme basé sur différentes décompositions en valeurs singulières dans laquelle la matrice à inverser est remplacée par une approximation d'ordre réduit. C'est cette version du filtre de Kalman d'ensemble implémenté par Kostas Andreadis de l'université de Washington et qui a été utilisée dans cette étude. Dans cette implémentation, le vecteur d'état comprend à la fois les pixels du fleuve et de la plaine d'inondation.

2.3.3.1.2. Application du filtre de Kalman d'ensemble local

D'après l'équation **Eq. 39**, l'influence d'une observation peut se faire sentir sur tous les éléments du vecteur d'état, via le gain de Kalman. Cependant, une observation en un point du fleuve n'est pas forcément représentatif de l'état du fleuve plusieurs kilomètres en aval. Il peut donc être nécessaire de limiter l'influence d'une observation. Ceci est effectué en utilisant une matrice de corrélation S , qui décrit la zone d'influence de l'observation sur le vecteur d'état (i.e. égal à 1 à la localisation de l'observation, puis décroît de façon monotone jusqu'à 0 à distance finie de l'observation). L'équation **Eq. 39** devient donc (Hamill et al., 2001) :

$$A^a = A + [S \times (P_e \cdot H^T)] (H \cdot [S \times (P_e \cdot H^T)] + R_e)^{-1} (D - H \cdot A) \quad \text{Eq. 42}$$

où \times correspond au produit de Schur (multiplication élément par élément).

Houtekamer et Mitchell (2001) ont montré que le produit d'une matrice de corrélation et d'une fonction covariance est aussi une fonction de covariance. Comme Hamill et al. (2001), la matrice de corrélation utilisée est la fonction de 5^{ème} ordre de Gaspari et Cohn (1999). D'autre part, à cause du produit de Schur, l'algorithme d'Evensen (2004) n'a pas pu être utilisé tel quel, mais l'inversion de la matrice a aussi été calculée en effectuant la décomposition en valeurs singulières de cette matrice et en calculant la pseudo-inverse (donc on garde toujours l'idée d'utiliser une matrice d'ordre réduit). De plus, dans cette nouvelle

implémentation, le vecteur d'état ne comporte que le vecteur fleuve, de même seules les observations du fleuve ont été utilisées (afin de simplifier le calcul de distance entre l'observation et les pixels le long du fleuve).

2.3.3.1.3. Application du lisseur de Kalman

Le problème avec le filtre de Kalman, réside dans le fait que la phase d'assimilation n'est effectuée que lorsqu'il y a une observation. Or, au pas de temps suivant le modèle se remet à diverger. L'idée serait donc de propager l'information apportée par les observations à des pas de temps antérieurs : c'est le lisseur de Kalman. Il suppose que les corrections calculées pendant la phase d'analyse peuvent aussi être appliquées à des pas de temps antérieurs qui ont des erreurs similaires à celles du temps d'analyse. L'étape d'analyse au pas de temps i se fait de la même manière que précédemment, en utilisant l'équation **Eq. 42**. Pour le pas de temps $j < i$, l'analyse est effectuée en suivant l'équation **Eq. 43** (Moore, 1973).

$$A_j^a = A_j + [S \times (P_{ej} \cdot H^T)] [H \cdot [S \times (P_{ei} \cdot H^T)] + R_{ei}]^{-1} (D_i - H \cdot A_i) \quad \text{Eq. 43}$$

Où A_j est l'ébauche au temps j , A_i est l'ébauche au temps i , P_{ei} est la matrice de covariance d'erreur d'ébauche au temps i , R_{ei} est la matrice de covariance d'erreur de l'observation au temps i , D_i correspond aux observations au temps i . P_{ej} est la matrice de covariance d'erreur d'ébauche entre le temps i et le temps j :

$$P_{ej} = \frac{(A_i - \bar{A}_i) \cdot (A_j - \bar{A}_j)^T}{N - 1} \quad \text{Eq. 44}$$

L'étape d'analyse décrite par l'équation **Eq. 43** est appliquée à un nombre fixé de pas de temps avant la date i . Le lisseur de Kalman a été utilisé a posteriori, c'est-à-dire après avoir fait tourner le modèle et appliqué le filtre de Kalman d'ensemble local (en enregistrant le vecteur d'état d'ébauche et les covariances d'erreur d'ébauche et d'observation à chaque étape d'analyse).

2.3.3.2. Résultats

2.3.3.2.1. Orbite nominale

Avant d'utiliser comme vérité le run nominal présenté à la Figure 52, qui utilise comme débit en entrée à Belogorje le débit simulé par ISBA+TRIP pour le forçage nominal, il a été envisagé d'utiliser la modélisation présentée à la section 2.2.3 (le débit à Belogorje provenant d'une mesure in-situ, Figure 56). Seulement, en utilisant cette vérité et le filtre de Kalman étendu présenté la section 2.3.2.1.1, le modèle se met à diverger et s'arrête au bout de 94 jours de simulation (et quatre étapes d'analyse). L'étude de l'analyse au jour 90 est particulièrement intéressante. La Figure 57 présente la moyenne d'ensemble du vecteur d'état d'ébauche, la moyenne d'ensemble du vecteur d'état après analyse et l'observation projeté dans l'espace du vecteur d'état au jour 90 (sur ces courbes, les pixels le long du fleuve ont une profondeur de plus de 3 m, alors que les pixels dans la plaine d'inondation ont une profondeur bien inférieure à 3 m). Après analyse, le vecteur d'état, après l'indice 1000, est trop fortement corrigé et a une valeur non réaliste. Par exemple à l'indice 1200, la hauteur de l'eau dans le fleuve après analyse est plus haute de 4 m par rapport à l'ébauche, ce qui n'est pas réaliste. Plus grave, ceci va créer une inondation, alors qu'en réalité il n'y en a pas. Par contre, sur la partie du vecteur d'état où il y a des observations, la hauteur d'eau du fleuve est bien corrigée. L'étude du vecteur d'état d'ébauche pour chaque membre de l'ensemble (Figure 58) montre que la variance d'ensemble de l'ébauche pour les pixels où il y a une observation est beaucoup plus faible que pour les pixels sans observation (en particulier pour les indices

supérieurs à 1000). Ainsi, la correction calculée avec les observations est basée sur une faible variance, par contre elle n'est pas adaptée aux zones qui ont une variance beaucoup plus importante, c'est pourquoi, sur ces zones, la correction apportée est beaucoup trop importante. Ensuite, à la prochaine phase d'analyse, au pas de temps 93, le même problème apparaît, par contre dans ce cas, la correction apportée au lieu d'augmenter trop fortement la hauteur d'eau du fleuve, elle la réduit de façon trop importante, conduisant à l'assèchement du fleuve sur plusieurs kilomètres, conduisant à l'arrêt de la simulation au jour 94.

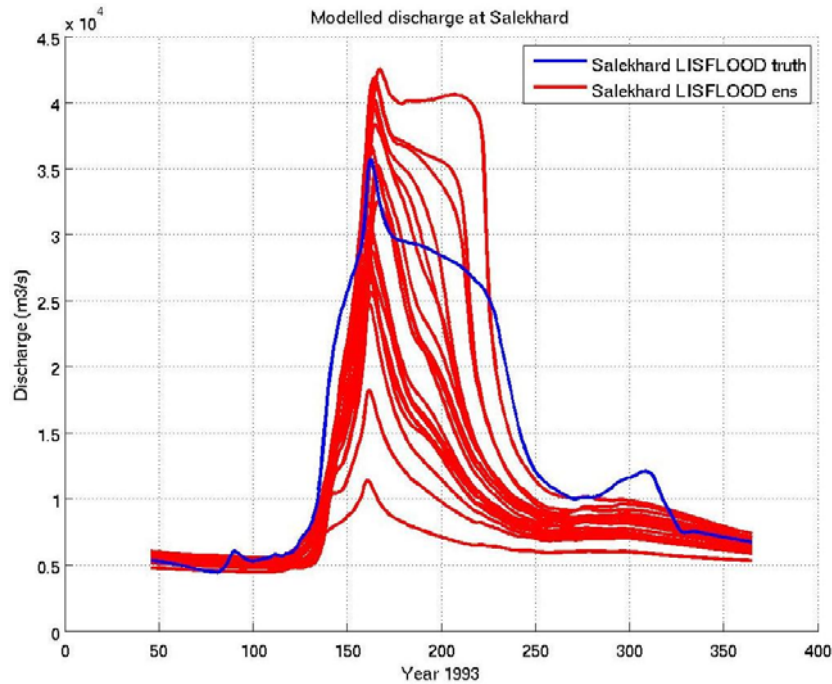


Figure 56. Débit simulé à Salekhard pour l'ensemble de simulations corrompues (courbes rouges) et pour la simulation présentée à la section 2.2.3 (courbe bleue)

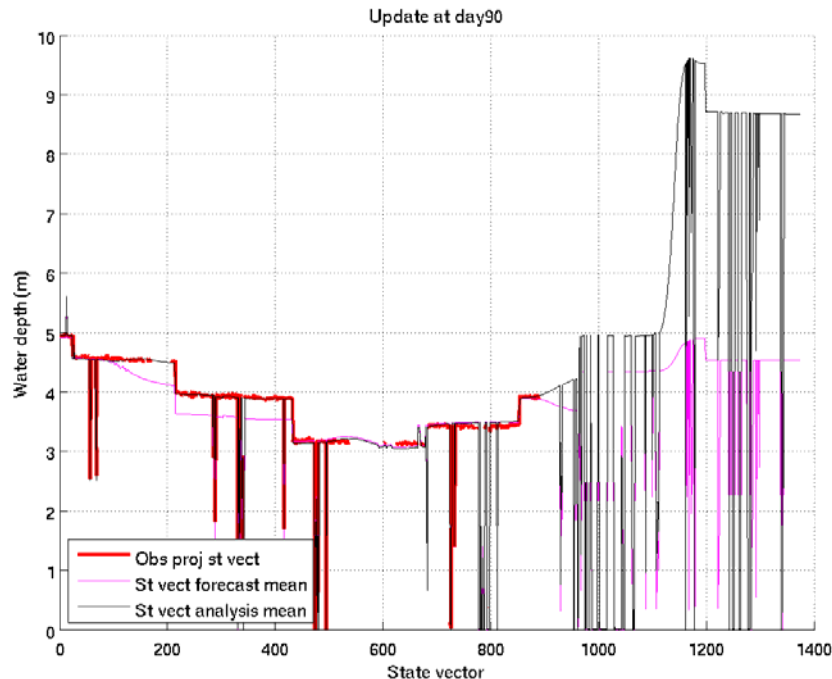


Figure 57. Moyenne d'ensemble du vecteur d'état d'ébauche (courbe magenta), moyenne d'ensemble du vecteur d'état après analyse (courbe noire) et observations projetées dans l'espace du vecteur d'état (courbe rouge) au jour 90

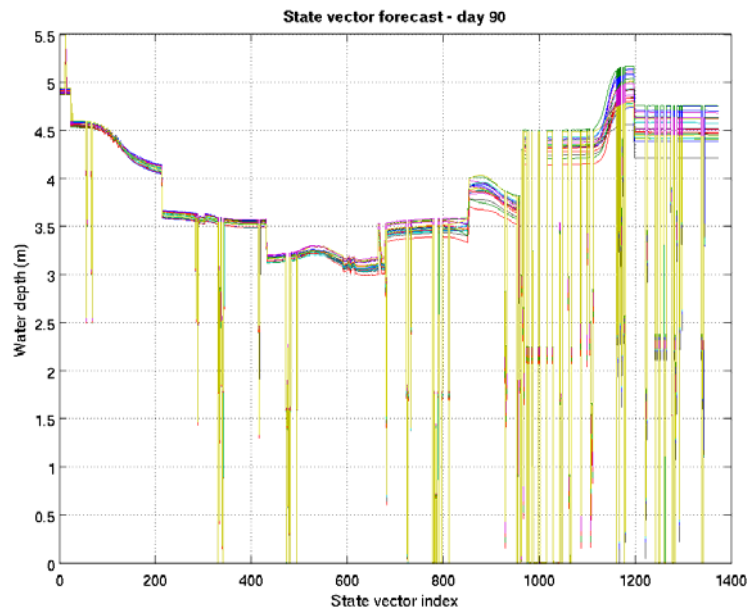


Figure 58. Vecteur d'état de l'ébauche pour chaque membre de l'ensemble au jour 90

Suite à ce constat, il a été choisi d'utiliser une vérité qui soit mieux représentée par l'ensemble perturbé et qui a été présentée à la section 2.3.1.4 (Figure 52). Les trois schémas d'assimilation présentés à la section 2.3.2.1 ont été utilisés pour assimiler les observations SWOT avec cette nouvelle vérité et réduire les erreurs de l'ensemble. La Figure 59 montre la profondeur de l'eau le long du fleuve en fonction du temps pour la vérité (a.), pour la moyenne d'ensemble pour la simulation sans assimilation (b.), avec assimilation en utilisant le filtre de Kalman d'ensemble (c.), le filtre de Kalman d'ensemble local (d.), le lisseur de Kalman sur 3 jours (e.), sur 5 jours (f.), sur 10 jours (g.) et sur 22 jours (h.). La Figure 60 présente la différence entre la moyenne d'ensemble pour chaque simulation (avec ou sans assimilation) et la vérité. La distance de corrélation utilisée pour le filtre de Kalman d'ensemble local est de 10 km, ce qui limite grandement l'influence des observations. En effet, l'objectif était juste de tester le filtre de Kalman local et d'être sûr que les observations n'influenceront pas des régions qui ne sont pas représentatives des observations. Dans le futur, il faudra tester l'influence de la distance de corrélation, cela n'a pas encore été fait, car le temps de calcul et l'espace de stockage nécessaire (20 Go) pour une simulation avec assimilation sont assez importants. Les sorties filtrées avec le filtre de Kalman d'ensemble se rapprochent de façon significative de la vérité, cependant on peut observer aux environs du jour 115, une surestimation très nette de la hauteur d'eau, ainsi qu'une sous-estimation importante aux alentours du jour 158. On retrouve donc, dans une moindre mesure, le problème qui s'était posé avec la vérité précédente. Ceci est assez problématique, car la surestimation va conduire à des inondations qui n'ont pas lieu dans la « vérité ». Le filtre de Kalman d'ensemble local quant à lui a aussi une bonne performance, même si elle est légèrement moins bonne que le filtre de Kalman d'ensemble. L'intérêt c'est qu'avec ce schéma d'assimilation, la hauteur d'eau ne connaît pas d'énorme surestimation et ne conduit donc pas à des inondations qui n'ont pas lieu d'être. Le lisseur de Kalman appliqué sur une fenêtre de trois jours donne de très bons résultats. Par contre si on l'applique sur une fenêtre plus longue, les résultats sont moins bons, notamment à cause de grandes sous-estimations de la hauteur d'eau. Ceci est dû au fait que les données SWOT ont été simulées pour l'orbite nominale à 22 jours, ce qui correspond plus ou moins à une observation tous les trois jours sur l'Ob. Ainsi, si l'on applique le lisseur de Kalman sur une fenêtre supérieure à trois jours on lisse pour certaines dates la hauteur d'eau deux fois, voir même plus, or la deuxième fois l'hypothèse que la variance d'ensemble au temps de l'analyse est la même que celle des jours

précédents n'est plus valable (puisque pour ces jours la variance d'ensemble a été fortement réduite en appliquant le lisseur la première fois).

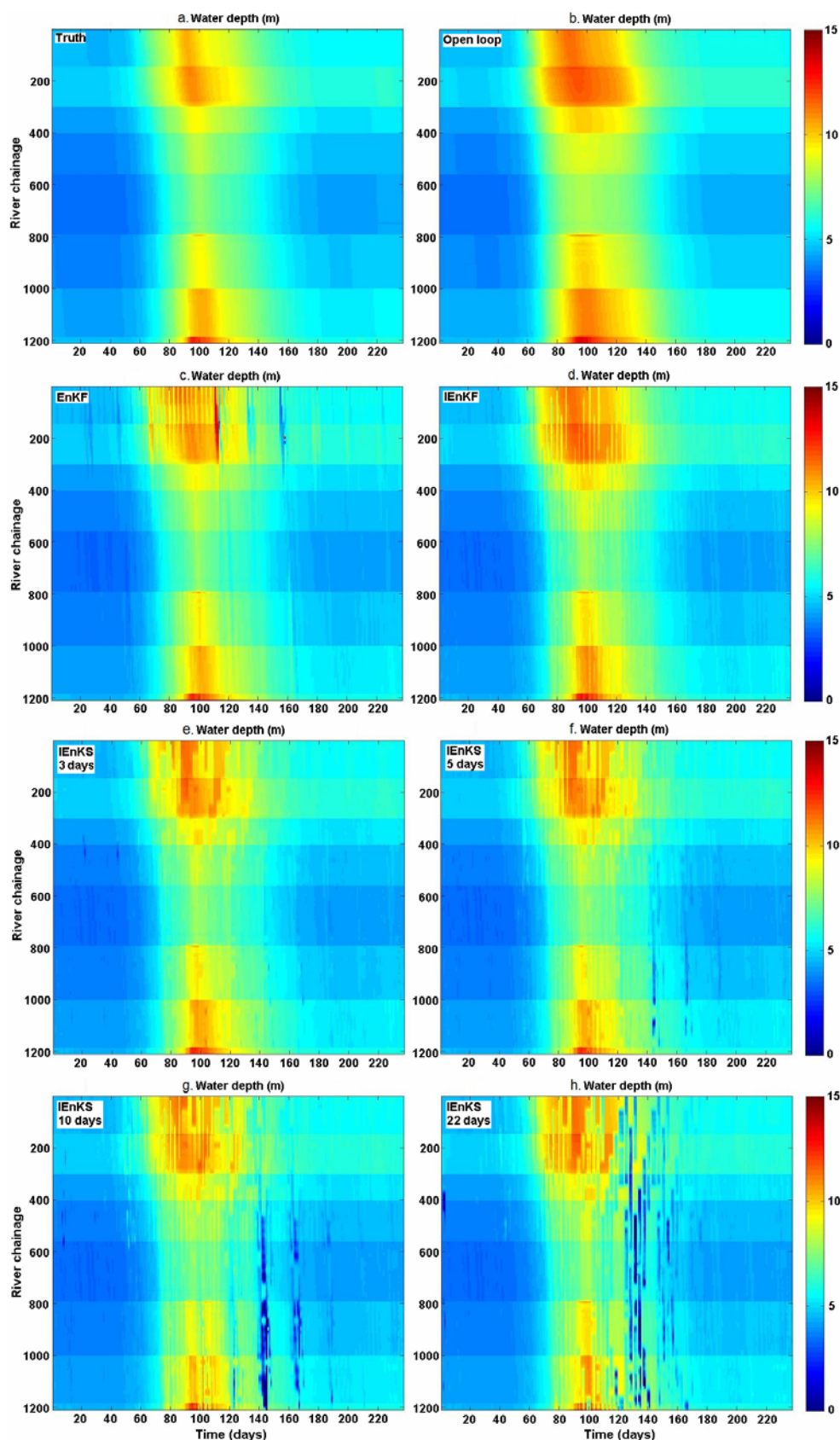


Figure 59. Profondeur de l'eau le long du fleuve en fonction du temps pour la vérité (a.), pour la moyenne d'ensemble pour la simulation sans assimilation (b.), avec filtre de Kalman d'ensemble (c.), le filtre de

Kalman d'ensemble local (d.), le lisseur de Kalman sur 3 jours (e.), sur 5 jours (f.), sur 10 jours (g.) et sur 22 jours (h.)

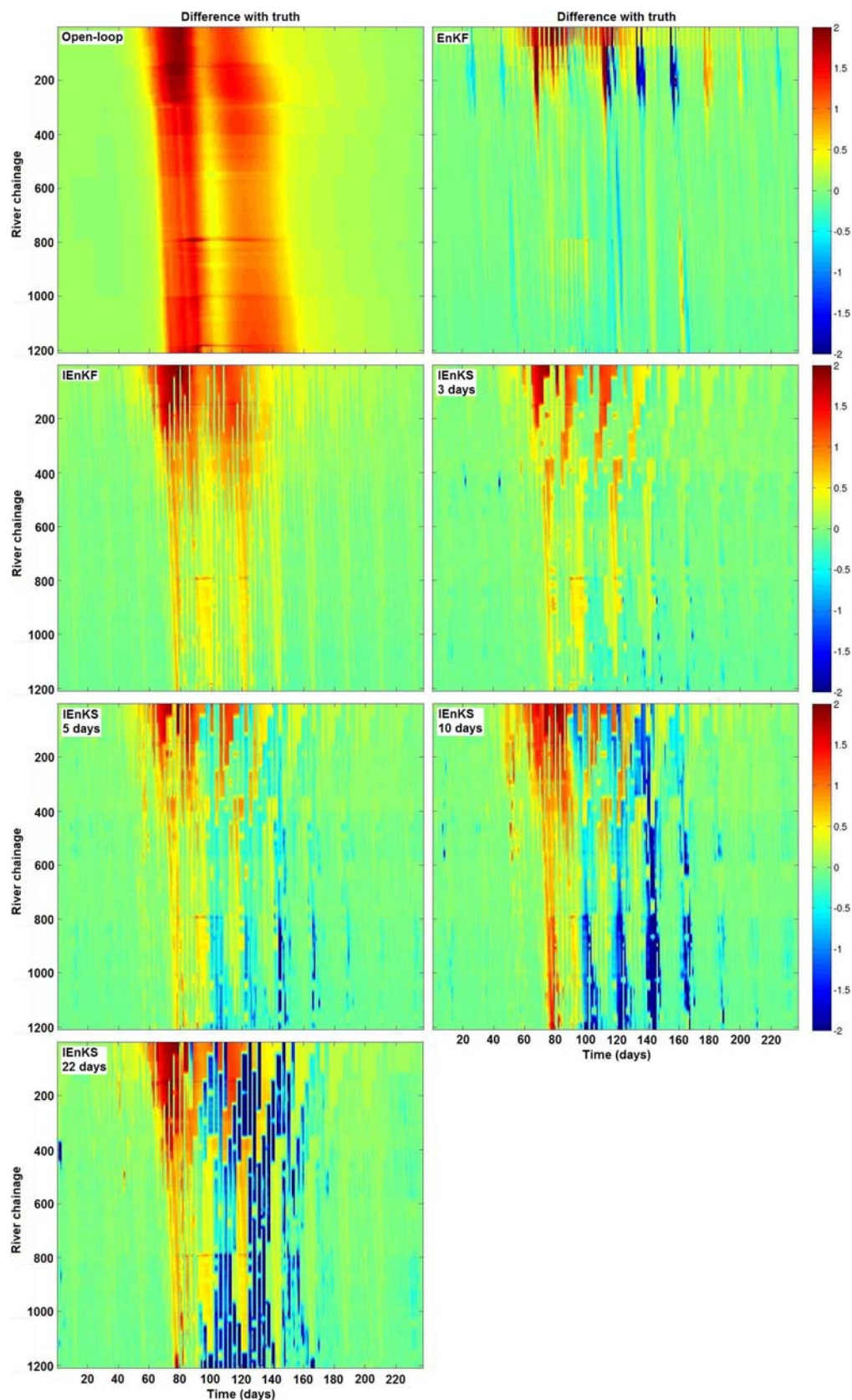


Figure 60. Différences entre les moyennes d'ensemble sans assimilation, avec filtrage de Kalman d'ensemble, filtrage de Kalman d'ensemble local, lissage de Kalman sur 3 jours, sur 5 jours, sur 10 jours, sur 22 jours d'une part et la vérité d'autre part

La Figure 61 présente l'évolution le long du fleuve du RMSE (i.e. de l'erreur quadratique moyenne) temporel entre la vérité et la simulation sans assimilation, l'assimilation en utilisant le filtre de Kalman d'ensemble, le filtre de Kalman d'ensemble local et le lisseur de Kalman sur 3 jours. La Figure 62 quant à elle présente l'évolution dans le temps du RMSE spatial entre la vérité et la simulation sans assimilation, avec assimilation en utilisant le filtre de Kalman d'ensemble, le filtre de Kalman d'ensemble local et le lisseur de Kalman sur 3 jours. Ces courbes montrent la relativement bonne performance des trois schémas d'assimilation, même si le filtrage de Kalman d'ensemble semble avoir une meilleure performance, bien que la Figure 62 montre bien un fort RMSE spatial aux alentours des jours 115 et 158, qui n'ont pas lieu avec le filtre de Kalman d'ensemble local et le lisseur de Kalman. Le filtre de Kalman d'ensemble local et le lisseur de Kalman se comportent donc bien comme souhaité, puisque les hauteurs d'eau ne présentent pas de valeurs trop fortes (ni trop faibles), il n'y a donc pas simulation d'inondations qui n'ont pas lieu dans la « vérité ».

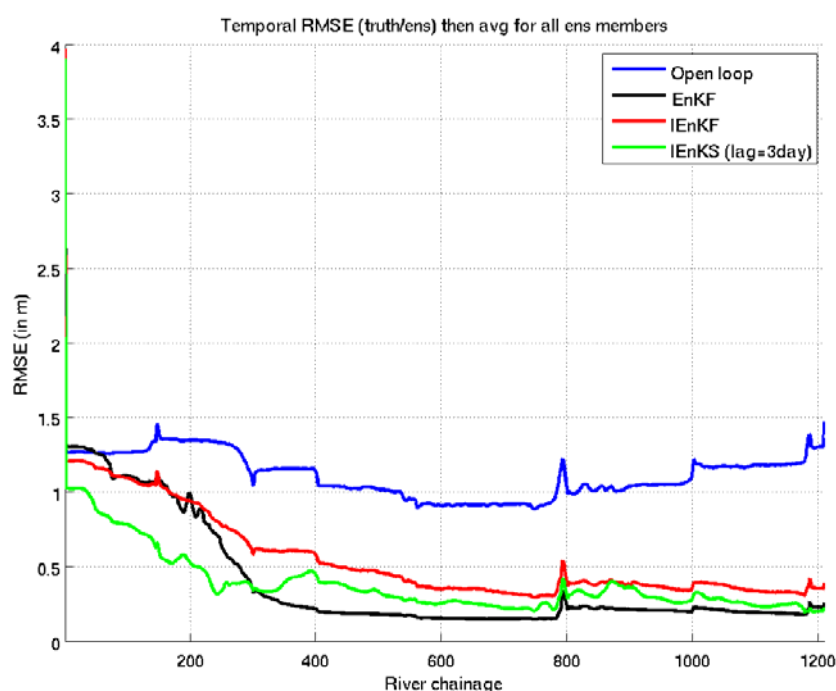


Figure 61. Evolution le long du fleuve du RMSE temporel entre la vérité et la simulation sans assimilation (courbe bleue), de l'assimilation en utilisant le filtre de Kalman d'ensemble (courbe noire), le filtre de Kalman d'ensemble local (courbe rouge) et le lisseur de Kalman sur 3 jours (courbe verte)

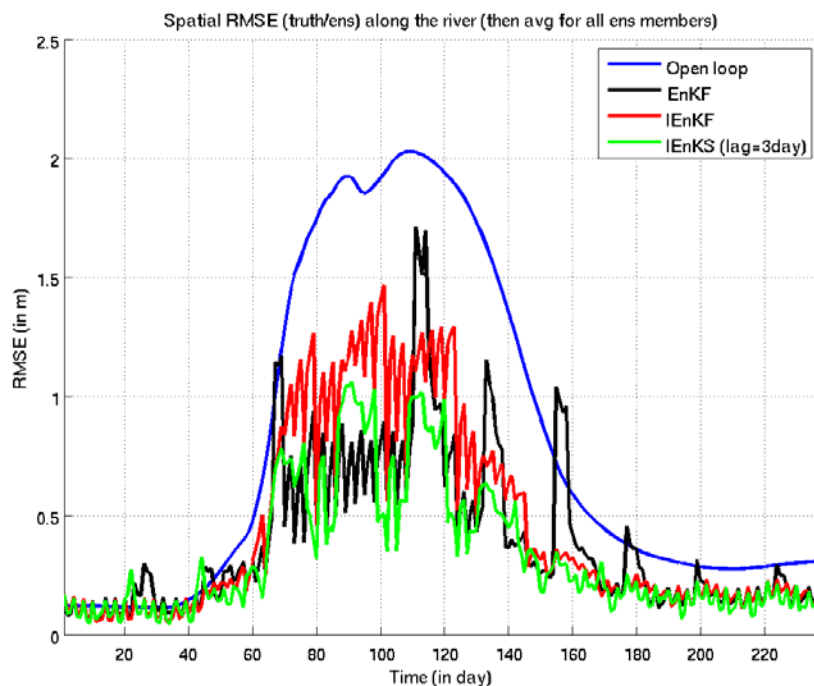


Figure 62. Evolution dans le temps du RMSE spatial entre la vérité et la simulation sans assimilation (courbe bleue), de l'assimilation en utilisant le filtre de Kalman d'ensemble (courbe noire), le filtre de Kalman d'ensemble local (courbe rouge) et le lisseur de Kalman sur 3 jours (courbe verte)

Le Tableau 14 présente le RMSE spatial et temporel moyen entre la vérité et la simulation sans assimilation, avec filtrage de Kalman d'ensemble, filtrage de Kalman d'ensemble local et lissage de Kalman sur une période de 3 jours. Dans ce tableau est aussi indiqué entre parenthèse la réduction de l'erreur (en %) que l'on obtient en utilisant les différents schémas d'assimilation et qui est calculée de la manière suivante :

$$\varepsilon = 100 \cdot \frac{RMSE_{sans_assim} - RMSE_{assim}}{RMSE_{sans_assim}} \quad \text{Eq. 45}$$

Les meilleurs résultats sont obtenus avec le lisseur de Kalman qui réduit le RMSE spatial de 58,8% et le RMSE temporel de 65,8% par rapport à la simulation sans assimilation. Le filtre de Kalman d'ensemble quant à lui réduit le RMSE spatial de 51,3% et le RMSE temporel de 64,9%. Le filtre de Kalman local obtient des résultats légèrement moins bons, mais le RMSE spatial est tout de même réduit de 43,8% et le RMSE temporel est réduit de 50,5%.

Tableau 14. RMSE spatial et temporel moyen entre la vérité et la simulation sans assimilation, avec filtrage de Kalman d'ensemble, filtrage de Kalman d'ensemble local et lissage de Kalman sur une période de 2 et 3 jours. Les chiffres entre parenthèse montrent la réduction de l'erreur sans assimilation lorsque l'on utilise les différents schémas d'assimilation

	RMSE spatial moyen (m)	RMSE temporel moyen (m)
Sans assimilation	0,80	1,11
EnKF	0,39 (51,3%)	0,39 (64,9%)
EnKF local	0,45 (43,8%)	0,55 (50,5%)
EnKS local (2 jours)	0,36 (55,0%)	0,42 (62,2%)
EnKS local (3 jours)	0,33 (58,8%)	0,38 (65,8%)

Ainsi, l'utilisation de plusieurs schémas d'assimilation a permis de montrer que les données SWOT pour l'orbite nominale (i.e. avec une répétitivité de 22 jours) devraient réduire les erreurs sur la modélisation de l'Ob de plus de 50%. Notamment, l'utilisation d'un

filtre de Kalman d'ensemble local associé à un lisseur de Kalman sur 3 jours permet de réduire le RMSE spatial de 58,8% et le RMSE temporel de 65,8%, tout en s'assurant qu'il n'y a pas de surestimation trop importante des hauteurs d'eau, ce qui évite la simulation d'inondations qui n'ont pas lieu dans la « réalité » (ce qui n'est pas forcément le cas avec le filtre de Kalman d'ensemble). Ces résultats préliminaires sont particulièrement encourageants pour la mission SWOT.

2.3.3.2.2. Orbites à 3 jours

Après s'être intéressé à l'orbite nominale, les observations SWOT obtenues pour les trois orbites à 3 jours présentées à la section 2.3.2.1 (Figure 55) ont été assimilées afin de réduire les erreurs de la modélisation de l'Ob inférieur. La Figure 63 montre les observations SWOT des hauteurs d'eau le long du fleuve en fonction du temps pour les différentes orbites à 3 jours. La Figure 64 quant à elle présente la moyenne d'ensemble des hauteurs d'eau (en m) le long du fleuve en fonction du temps pour les différents schémas d'assimilation. La Figure 65 présente la différence entre la moyenne d'ensemble pour chaque simulation (avec ou sans assimilation) et chaque orbite d'une part et la vérité d'autre part. On peut constater que l'assimilation des observations SWOT en utilisant le filtre de Kalman d'ensemble conduit à un résultat complètement erroné confirmant la nécessité d'utiliser un filtre de Kalman d'ensemble local. Quelque soit l'orbite considérée, les meilleurs résultats sont obtenus avec un lisseur de Kalman appliqué sur deux jours, ce qui est normal étant donné que pour chaque point, lorsqu'il y a des observations SWOT, celle-ci ont lieu environ tous les 2 jours. Evidemment, les meilleurs résultats sont obtenus pour l'orbite n°10, puisque celle-ci observe quasiment tout le fleuve. L'orbite n°1 quant à elle corrige bien les zones observées, mais malheureusement la partie du fleuve la plus en amont ne peut pas être corrigée, puisqu'elle n'est pas observée. Par contre les résultats obtenus avec l'orbite n°6 semblent meilleurs que ceux obtenus avec l'orbite n°1, alors que la couverture spatiale est moins bonne. Ceci s'explique par le fait que cette orbite observe la zone la plus en amont, qui est celle qui comporte l'erreur la plus importante, car le débit en entrée du domaine d'étude, à Belogorje, est beaucoup plus important que ceux des différents apports latéraux et est donc soumis à des erreurs plus importantes en valeur absolue. Ainsi, même si avec l'orbite n°6, on ne corrige que très peu les hauteurs d'eau entre Belogorje et Salekhard, la correction des erreurs en amont est propagée le long du fleuve.

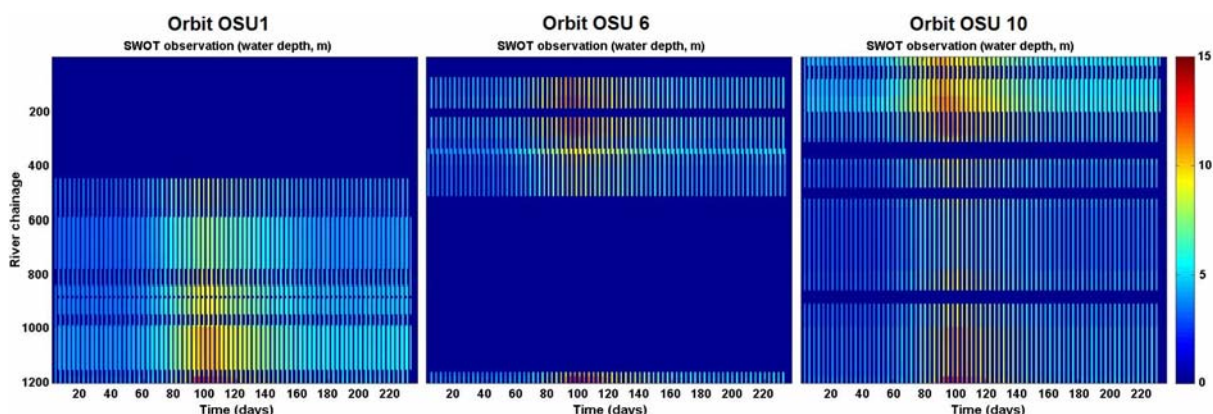


Figure 63. Observation des hauteurs d'eau le long du fleuve en fonction du temps pour les trois orbites à 3 jours

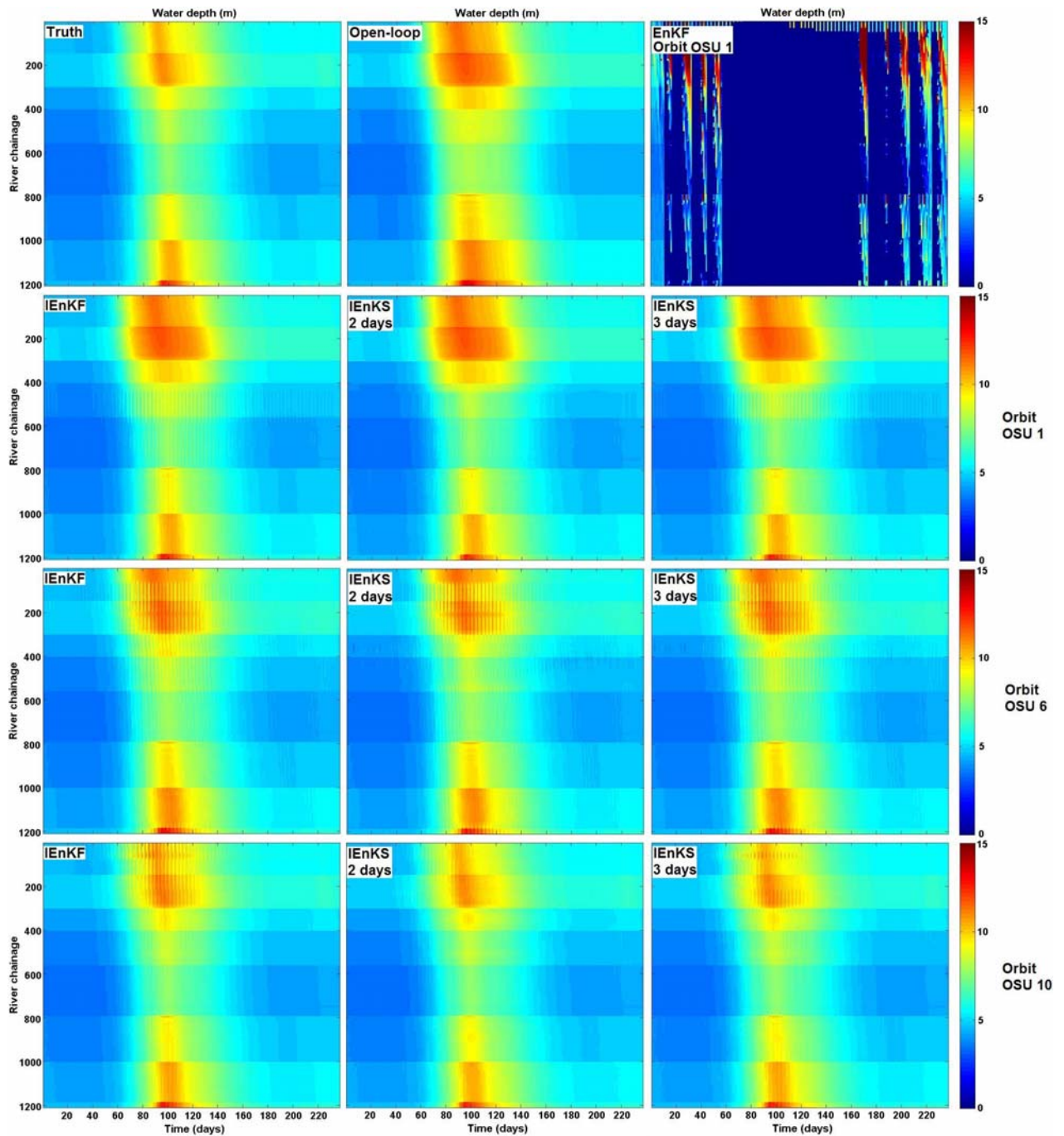


Figure 64. Moyenne d'ensemble des hauteurs d'eau (en m) le long du fleuve en fonction du temps pour les différents schémas d'assimilation. La vérité et la moyenne d'ensemble sans assimilation sont aussi présentées

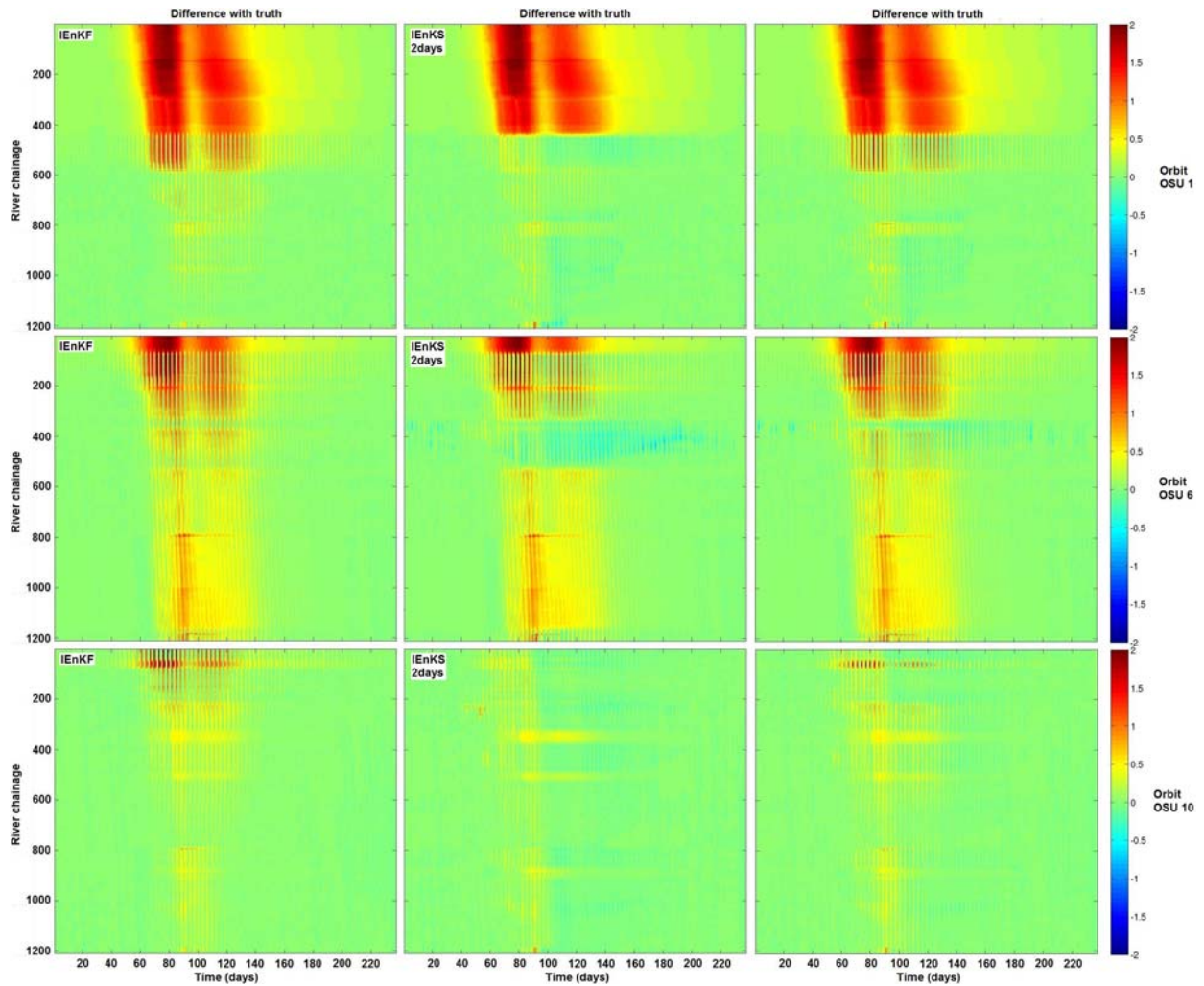


Figure 65. Différences entre les moyennes d'ensemble et la vérité

Comme pour l'orbite nominale, les RMSE temporel et spatial ont été calculés pour chaque orbite (Figure 66, Figure 67 et Figure 68). Le Tableau 15 quant à lui présente les RMSE temporel et spatial moyens pour chaque schéma d'assimilation et chaque orbite. Ces figures et ce tableau confirment quantitativement les observations faites précédemment. Notamment les résultats obtenus pour l'orbite n°1 sont les moins bons puisqu'en utilisant un lisseur de Kalman sur 2 jours l'erreur n'est réduite que de 28,8% pour le RMSE spatial et de 54,1% pour le RMSE temporel. Par contre l'orbite n°10 permet de réduire l'erreur de 78,8% pour le RMSE spatial et de 91% pour le RMSE temporel. Cependant, cette orbite correspond au cas le plus optimiste puisque pratiquement tout le fleuve est observé. Les résultats pour l'orbite n°6 sont meilleurs que ceux obtenus pour l'orbite n°1, puisque l'erreur est réduite de 50% pour le RMSE spatial et de 60,4% pour le RMSE temporel. Les résultats obtenus pour cette orbite restent tout de même moins bons que ceux réalisés en assimilant les observations pour l'orbite nominale avec un lisseur de Kalman sur 3 jours.

Orbit OSU 1

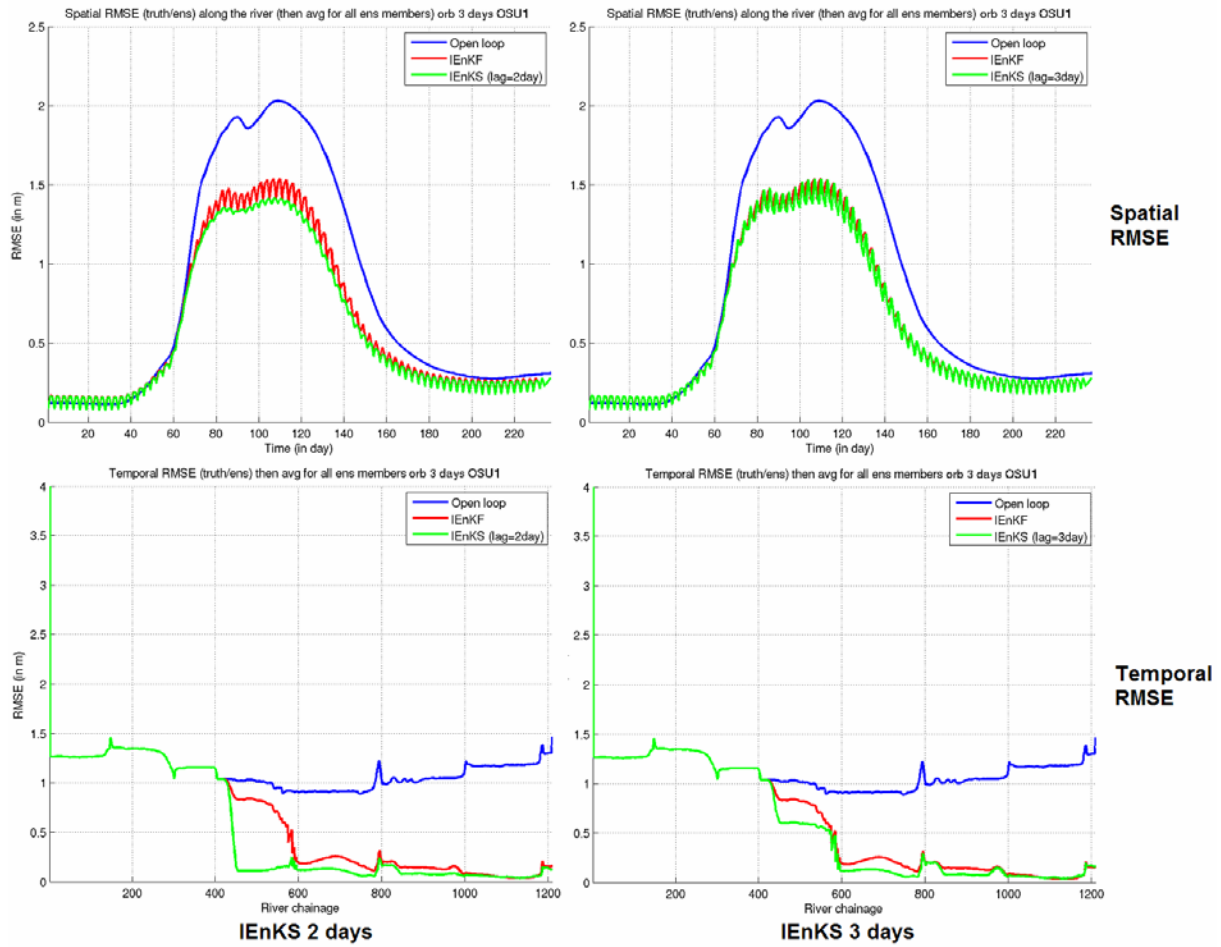


Figure 66. RMSE spatial (graphiques du haut) et temporel (graphiques du bas) pour le lisseur de Kalman à 2 jours (graphiques de gauche) et à 3 jours (graphiques de droite) pour l'orbite n°1

Orbit OSU 6

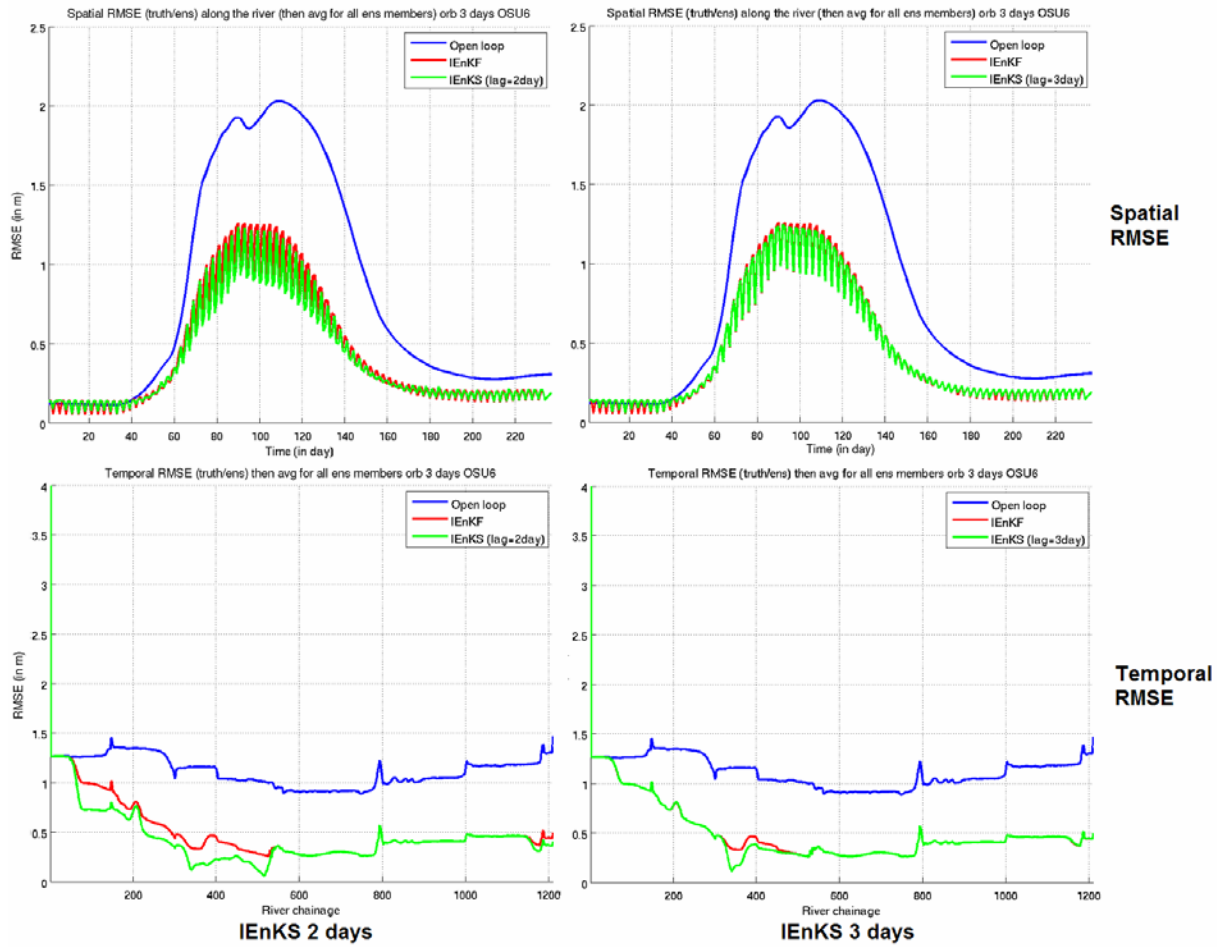


Figure 67. RMSE spatial (graphiques du haut) et temporel (graphiques du bas) pour le lisseur de Kalman à 2 jours (graphiques de gauche) et à 3 jours (graphiques de droite) pour l'orbite n°6

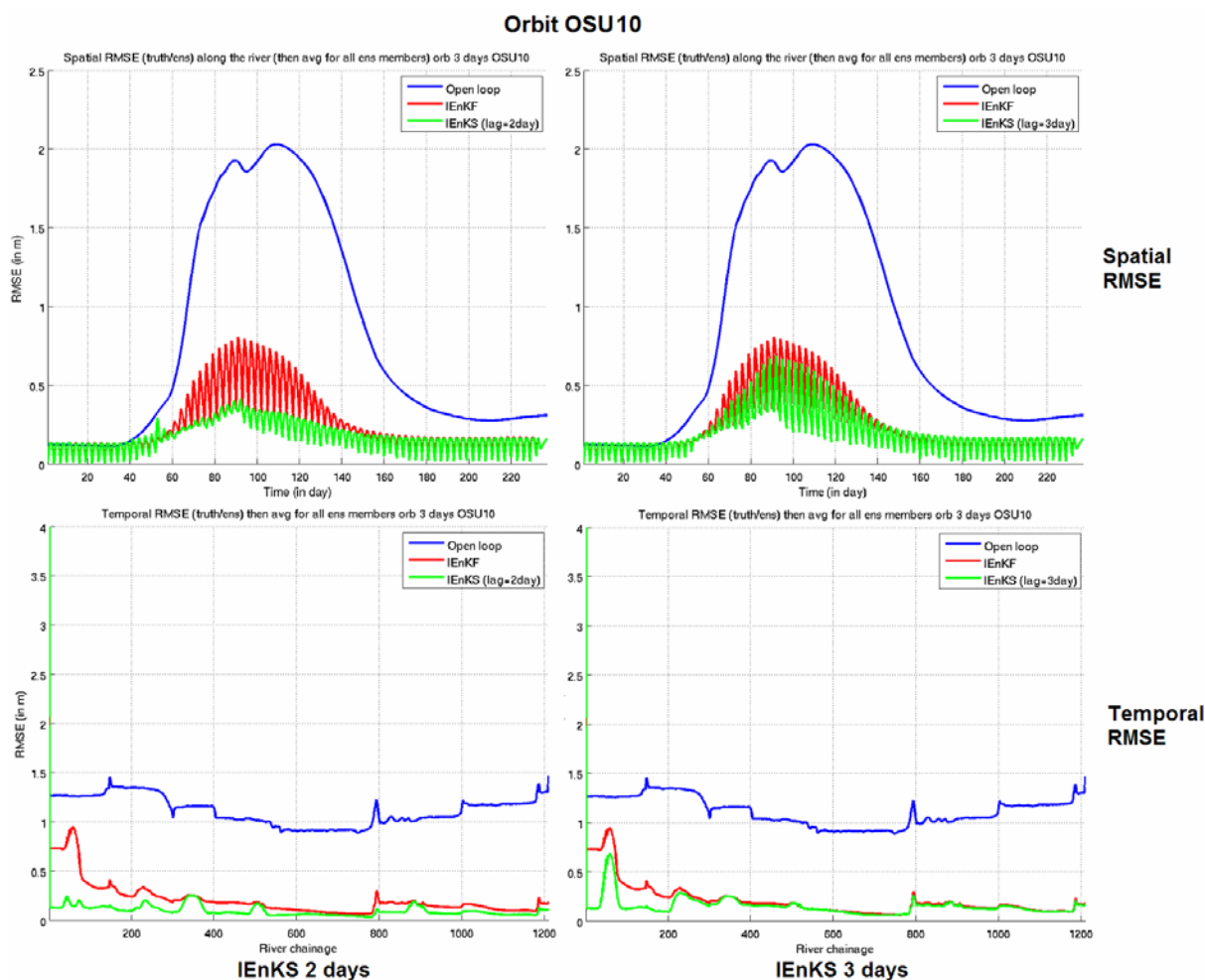


Figure 68. RMSE spatial (graphiques du haut) et temporel (graphiques du bas) pour le lisseur de Kalman à 2 jours (graphiques de gauche) et à 3 jours (graphiques de droite) pour l'orbite n°10

Tableau 15. RMSE spatial et temporel moyen entre la vérité et la simulation sans assimilation, avec filtrage de Kalman d'ensemble, filtrage de Kalman d'ensemble local et lissage de Kalman sur une période de 2 et 3 jours pour les trois orbites à 3 jours. Les chiffres entre parenthèse montrent la réduction de l'erreur sans assimilation lorsque l'on utilise les différents schémas d'assimilation

		RMSE spatial moyen (m)	RMSE temporel moyen (m)
Sans assimilation		0,80	1,11
EnKF	OSU 1	NaN	NaN
EnKF local	OSU 1	0,61 (23,7%)	0,62 (44,1%)
	OSU 6	0,43 (46,3%)	0,50 (55,0%)
	OSU 10	0,24 (70,0%)	0,21 (81,1%)
EnKS local (2j)	OSU 1	0,57 (28,8%)	0,51 (54,1%)
	OSU 6	0,40 (50,0%)	0,44 (60,4%)
	OSU 10	0,17 (78,8%)	0,10 (91,0%)
EnKS local (3j)	OSU 1	0,59 (26,3%)	0,57 (48,7%)
	OSU 6	0,43 (46,3%)	0,49 (55,9%)
	OSU 10	0,19 (76,3%)	0,15 (86,5%)

Ainsi l'orbite n°1 et n°6 représentent les couvertures les plus probables du domaine d'étude pour l'orbite à 3 jours. Même si les résultats sont moins bon qu'en assimilant les observations obtenues avec une orbite à 22 jours, au pire l'erreur est diminuée de 28,8% sur le

RMSE spatial et la réduction de l'erreur est toujours supérieure à 50% pour le RMSE temporel en utilisant un lisseur de Kalman sur deux jours. L'intérêt de comparer les résultats obtenus pour les orbites à 3 jours et pour l'orbite à 22 jours était aussi d'essayer de savoir s'il valait mieux avoir une orbite avec une couverture spatiale globale, mais une moins bonne répétitivité temporelle ou bien au contraire avoir une orbite ayant une couverture spatiale avec un temps de revisite court. Il semblerait ici que le premier cas soit préférable. Cependant ces conclusions sont sûrement très dépendantes du fait, qu'aux hautes latitudes, l'orbite à 22 jours a tout de même une bonne répétitivité.

2.4. Conclusion

Suite aux constatations du chapitre 1, il est apparu nécessaire de mesurer la variation temporelle du volume des eaux à la surface des continents, afin d'améliorer notre connaissance du cycle hydrologique des régions boréales, ce qui n'est pas possible à réaliser à l'heure actuelle étant donné les mesures satellitaires dont on dispose. C'est pourquoi la mission SWOT a été proposée. Dans ce chapitre a été étudié l'apport de cette mission pour la modélisation d'un fleuve arctique : l'Ob inférieur, qui se situe dans les plaines de l'Ouest Sibérien. Dans un premier temps une modélisation réaliste de son débit et de ses hauteurs d'eau a été mise en place. Puis, une estimation des principales erreurs de modélisation a été effectuée. Enfin des observations SWOT ont été simulées et assimilées pour réduire les erreurs de la modélisation dues à l'incertitude sur les champs de précipitation et de température utilisés en entrée. Il a été montré que les meilleurs résultats sont obtenus avec un lisseur de Kalman local. En utilisant des observations SWOT pour l'orbite nominale ayant une répétitivité de 22 jours, l'erreur de modélisation a pu être réduite de 58,8% pour le RMSE spatial et de 65,8% pour le RMSE temporel. En ce qui concerne la phase de calibration, comme la couverture n'est pas globale, les résultats dépendent de la couverture choisie. Au pire l'erreur est réduite de 28,8% pour le RMSE spatial et de 54,1% pour le RMSE temporel. Cependant cette étude n'est encore que dans sa phase préliminaire, en effet différentes distances et fonctions de corrélation pour les observations doivent être testées pour le filtre et le lisseur de Kalman local. De plus, pour se rapprocher de la réalité, la simulation des observations SWOT gagnerait beaucoup à prendre en compte d'autres sources d'erreur que le bruit instrumental (notamment l'erreur de roulis, l'erreur liée à la traversée de la troposphère, l'erreur sur la mesure de la pente et sur l'estimation du masque des zones en eau, ...). Enfin d'autres sources d'erreur de modélisation devront être prises en compte, notamment liées à certaines paramétrisations d'ISBA et à des données d'entrée de LISFLOOD-FP comme le coefficient de Manning, la profondeur du lit du fleuve ou sa pente. Cependant, ces résultats préliminaires ont toutefois pu montrer que, pour les deux phases de la mission, les données SWOT devraient apporter beaucoup à la modélisation des fleuves arctiques et notamment permettre une meilleure connaissance du cycle hydrologique des régions boréales, ce qui est une nécessité, comme cela a été montré au cours du chapitre 1.

Maintenant qu'il apparaît clairement que SWOT va être d'une grande utilité pour l'étude des régions arctiques, on peut étendre notre zone d'étude et explorer son apport au cycle hydrologique de l'ensemble des surfaces continentales, ce qui sera fait au chapitre suivant.

Chapitre 3 : Apport de SWOT à l'hydrologie de surface

Table des matières du chapitre

3.1. Intérêt de la mission SWOT pour l'étude du cycle de l'eau global.....	142
3.2. Apport de SWOT à l'étude des fleuves.....	143
3.2.1. Erreur sur l'estimation du débit instantané	144
3.2.1.1. Méthodologie	144
3.2.1.2. Données in-situ utilisées	145
3.2.1.3. Résultats.....	146
3.2.2. Estimation du débit à partir de l'équation de Manning.....	149
3.2.2.1. Equation de Manning et mesure SWOT	149
3.2.2.2. Impact de l'approximation d'une bathymétrie rectangulaire	150
3.2.2.3. Autres sources d'erreur	158
3.2.3. Erreur due à l'échantillonnage temporel de SWOT	158
3.2.3.1. Méthodologie	158
3.2.3.2. Résultats.....	161
3.3. Apport de SWOT à l'étude des lacs	164
3.3.1. Méthodologie	164
3.3.2. Résultats.....	166
3.4. Conclusion.....	169
3.5. Article accepté pour publication dans <i>JSTARS</i>	170

Après s'être intéressé aux régions arctiques (chapitres 1 et 2), nous allons nous pencher sur l'apport de la mission SWOT pour l'étude des eaux de surface sur l'ensemble des terres émergées. Dans un premier temps une présentation générale de l'apport de la mission SWOT à l'étude de ces eaux de surface est réalisée à la section 3.1, qui est suivie d'une étude quantitative de l'apport de SWOT à l'étude des fleuves (section 3.2) et des lacs (section 3.3).

3.1. Intérêt de la mission SWOT pour l'étude du cycle de l'eau global

SWOT va fournir des cartes 2D globales d'élévation des hauteurs d'eau à une résolution spatiale encore inégalée, permettant ainsi d'estimer la variation temporelle de l'eau stockée à la surface de la Terre et d'estimer le débit des fleuves, ce qui est d'une extrême importance pour comprendre et simuler le cycle de l'eau.

De plus le choix de deux orbites différentes au cours de la mission devrait s'avérer très intéressant pour les hydrologues. En effet l'intérêt évident d'avoir choisi une grande répétitivité pour la phase de calibration est la revisite beaucoup plus rapide des cibles de calibration du satellite, et de validation des modèles. Le passage ensuite à une orbite à 22 jours pour la phase nominale s'explique par la nécessité d'avoir une couverture globale (ce qui est important pour l'hydrologie et l'océanographie). Toutefois, la phase de calibration a aussi un intérêt certain pour l'hydrologie, car elle permet d'observer certaines zones du globe avec une grande répétitivité temporelle, ce qui va s'avérer très intéressant pour l'étude des zones inondées. Selon le Dartmouth Flood Observatory (<http://www.dartmouth.edu/~floods/>), la valeur moyenne de la durée des inondations sur l'ensemble du globe entre 1985 et 2008 a été de 9,5 jours, tandis que la durée médiane a été de 5 jours (Figure 69). Donc si l'on veut pouvoir observer au moins deux fois les zones d'inondation il faudrait avoir une fréquence d'échantillonnage autour de 2,5 jours, ainsi une orbite à 3 jours devrait parfaitement convenir.

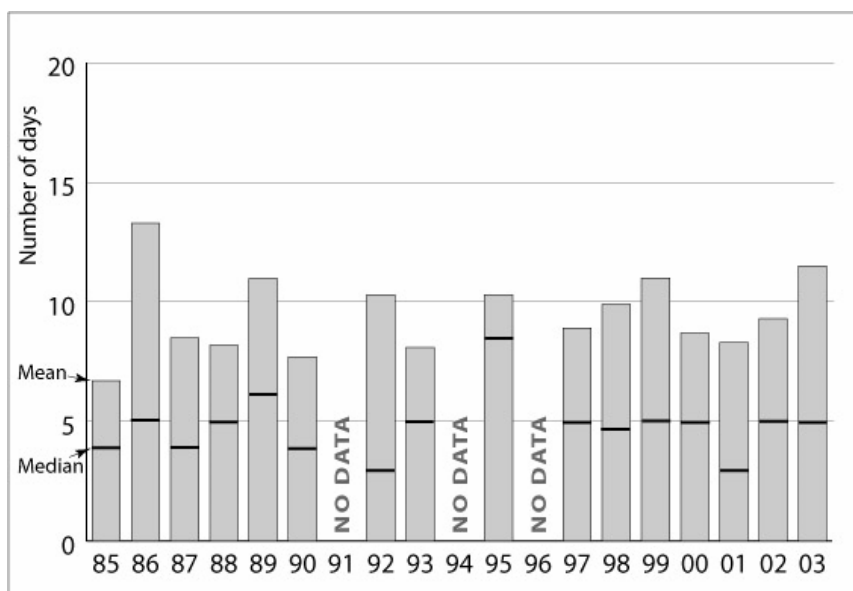


Figure 69. Evolution annuelle de la durée des inondations enregistrées à l'échelle mondiale depuis 1985, image provenant du site internet du Dartmouth Flood Observatory (<http://www.dartmouth.edu/~floods/>)

D'autre part, il s'est posé la question de la période dans l'année à laquelle devrait avoir lieu cette phase de calibration. Bien sûr elle dépend de la date de lancement, qui est fonction de paramètres difficilement prévisibles. Cependant, toujours selon le Dartmouth Flood Observatory, il semblerait qu'à l'échelle du globe on ait une période de six mois de faibles inondations (de novembre à avril), deux mois d'augmentation des zones d'inondations (mai et juin), deux mois de maximum d'inondation (juillet/août), puis deux mois de faibles

inondations (septembre/octobre). Ainsi la période allant de mars à juin semblerait la plus pertinente à observer, puisque durant celle-ci la probabilité d'observation d'inondations est la plus importante, notamment en Arctique, qui connaît de fortes inondations dues à la fonte des glaces. La période allant de juin à octobre peut elle aussi convenir, car d'après le Dartmouth Flood Observatory les inondations les plus meurtrières en Asie du Sud ont lieu entre juin et juillet, tandis qu'elles ont lieu entre septembre et octobre en Amérique centrale. Ainsi, il existe donc une période qui semble la plus recommandée pour la période de calibration (de façon optimale elle correspondrait à avril/juin, sinon à n'importe quelle période entre avril et octobre), même si l'on sait que la possibilité d'influer sur la date de lancement est faible. Toutefois, dans les recommandations scientifiques de la mission il a été fixé comme un objectif (et non comme une contrainte) de faire coïncider la phase de calibration avec les inondations aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord.

En se basant sur des critères de couverture des surfaces continentales, de fréquence d'échantillonnage des hautes latitudes et pour éviter l'aliasing des marées, deux inclinaisons possibles, 74° et 78° , pour les orbites en phase nominale et de calibration ont été sélectionnées en 2008. La principale différence entre ces deux inclinaisons est la couverture aux hautes latitudes (Figure 70). L'inclinaison à 74° permet d'observer tous les grands fleuves arctiques et leurs embouchures, en augmentant la répétitivité temporelle aux hautes latitudes. L'inclinaison à 78° quant à elle permet d'observer toutes les terres émergées dans l'hémisphère Nord (sauf la partie la plus au nord du Groenland) et une partie des glaces de mer. Le choix entre ces deux inclinaisons, basé sur des critères quantitatifs a aussi été l'un des objectifs (parmi d'autres) de cette thèse (voir les sections 3.2.3 et 3.3.2).

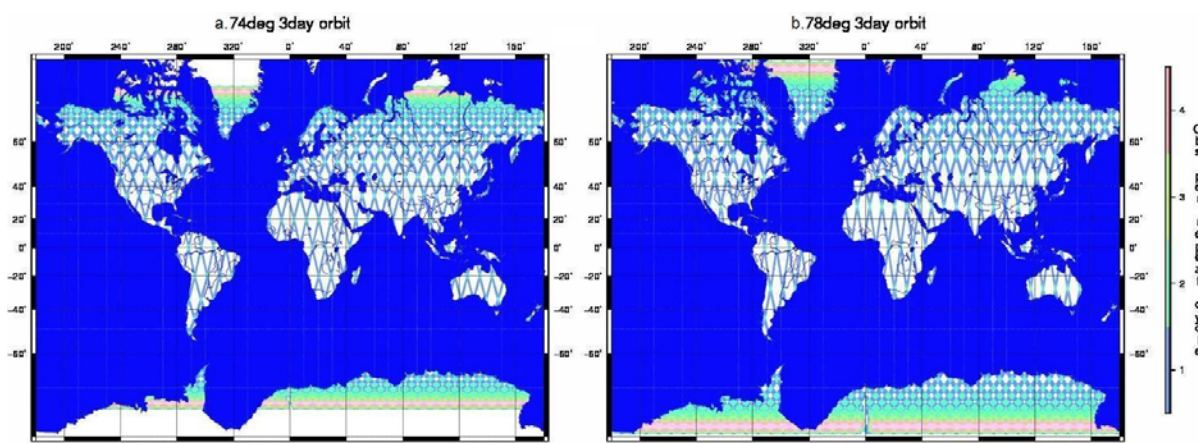


Figure 70. Trace au sol et nombre d'observation par cycle de répétitivité pour une fauchée SWOT de 140 km, une répétitivité de 3 jours (phase de calibration) et une inclinaison de 74° (a.) ou de 78° (b.)

3.2. Apport de SWOT à l'étude des fleuves

Les cartes d'élévation de hauteurs d'eau fournies par SWOT vont permettre d'estimer certaines quantités hydrologiques, notamment la variation des stocks d'eau des lacs (voir la section 3.3) et le débit le long des fleuves. Cette partie présente un bilan d'erreur préliminaire sur le débit estimé à partir des données SWOT. La méthodologie utilisée et les résultats obtenus sont présentés plus en détail dans un article qui a été accepté pour publication dans le *Journal of Selected Topics in Earth Observations and Remote Sensing* (JSTARS). Le manuscrit de ce papier se trouve à la section 3.5.

Deux sources d'erreurs sur l'estimation du débit SWOT ont été considérées : 1) l'impact de l'erreur sur la mesure SWOT sur l'estimation du débit instantané et 2) l'impact de l'échantillonnage temporel sur l'estimation des débits mensuels (mesure souvent utilisée en

hydrologie pour les études saisonnières). Ces deux études, basées sur l'utilisation des données in-situ, sont présentées à la section 3.2.1 et 3.2.3 respectivement. La section 3.2.2 présente des résultats préliminaires sur l'utilisation de l'équation de Manning pour calculer le débit à partir des mesures SWOT. C'est un travail qui est en cours de réalisation en collaboration entre l'université de l'Ohio, l'université de Washington et le LEGOS (mon travail a consisté à évaluer l'impact de l'approximation rectangulaire de la section transversale du fleuve, ce travail est présenté à la section 3.2.2.2). L'étude décrite dans la section 3.2.2 n'est pas présente dans l'article accepté pour publication dans *JSTARS*.

3.2.1. Erreur sur l'estimation du débit instantané

3.2.1.1. Méthodologie

Selon la modélisation choisie, il est possible d'estimer le débit des fleuves à partir des mesures d'élévation de hauteurs d'eau calculées par SWOT. Evidemment, du modèle choisi, des données annexes dont il a besoin et des mesures SWOT, dépendra la qualité du débit estimé. Pour cette étude, il a été considéré que la relation entre l'élévation de l'eau mesurée par SWOT (H_{SWOT}) et le débit (Q) est modélisée par une loi en puissance (ou courbe de tarage, **Eq. 46**) avec des coefficients constants (b , c et H_0). D'autres techniques ont été considérées pour estimer le débit à partir des données SWOT, notamment en ayant recours à l'assimilation de données (voir la section 2.3).

$$Q = c \cdot (H_{SWOT} - H_0)^b \quad \text{Eq. 46}$$

Dans l'équation **Eq. 46**, H_0 correspond à la hauteur d'eau pour laquelle on a un débit nul (et qui est relativement proche de l'élévation du lit du fleuve au point considéré). En hydrologie opérationnelle, cette équation est souvent utilisée pour estimer le débit à partir de mesures in-situ de hauteur d'eau (Maidment, 1993). Dans le cadre de cette étude, il a été considéré que la courbe de tarage ne varie pas dans le temps (coefficients b et c de l'équation **Eq. 46** restent constants dans le temps). Ceci est une des limitations de la méthode, car les coefficients de la courbe de tarage dépendent du régime hydrologique (basses ou hautes eaux), de la transition entre un écoulement rapide et un écoulement lent, de la taille de la végétation qui influe sur le frottement avec l'eau, de la quantité de sédiment, Cependant, des études précédentes ont pu estimer des débits à partir de hauteurs d'eau mesurées à partir d'altimètres nadir en utilisant des courbes de tarages constantes dans le temps avec des erreurs inférieures à 20% (Kouraev et al., 2004 ; Zakharova et al., 2005 ; Coe et Birkett, 2005 ; Leon et al., 2006). Par contre ces méthodes nécessitent des mesures in-situ de débit proches des traces satellitaires afin d'estimer ces courbes de tarage.

L'objectif de notre étude est d'estimer l'erreur sur le débit instantané en fonction de l'erreur qui est faite sur la mesure SWOT. Ainsi, si l'on suppose que H_0 est connu, l'erreur (δD) fait sur la profondeur du fleuve $D = H_{SWOT} - H_0$ est seulement due à l'erreur sur la mesure SWOT (H_{SWOT}). En considérant que l'erreur sur le débit (δQ) est due seulement aux erreurs sur D et à l'erreur de modélisation (ε_Q) de Q (ces deux erreurs étant considérées indépendantes, ce qui semble logique, puisque l'erreur sur la mesure SWOT ne dépend en rien du modèle qui est ensuite choisi pour dériver le débit de la profondeur du fleuve), on obtient l'équation **Eq. 47**.

$$\delta Q = \frac{\partial Q}{\partial D} \delta D + \varepsilon_Q \quad \text{Eq. 47}$$

Dingman et Sharma (1997) et Bjerklie et al. (2004) ont montré que l'erreur de modélisation du débit en utilisant une loi en puissance pouvait être approximée par l'équation **Eq. 48** (η étant une constante appelée la fraction d'erreur modèle).

$$\varepsilon_Q = \eta \cdot Q \quad \text{Eq. 48}$$

D'autre part la dérivée partielle du débit par la profondeur du fleuve est fournie par l'équation **Eq. 49**.

$$\frac{\partial Q}{\partial D} = b \cdot \frac{Q}{D} \quad \text{Eq. 49}$$

Ainsi, d'après les équations **Eq. 47** à **Eq. 49**, il s'ensuit que l'erreur fractionnelle sur le débit est :

$$\frac{\sigma_Q}{Q} = \sqrt{\eta^2 + \left(b \cdot \frac{\sigma_D}{D}\right)^2} \quad \text{Eq. 50}$$

Dans le reste de cette étude, l'erreur sur l'estimation de la profondeur du fleuve (σ_D) est supposée être égale à l'erreur sur la mesure SWOT, qui est fixée à 10 cm, conformément à la précision requise pour l'instrument KaRIN. Cette hypothèse suppose évidemment que H_0 est parfaitement connu, ce qui est une autre limite de l'étude. Mais l'objectif de ce travail étant principalement de s'intéresser à l'impact de l'erreur de la mesure SWOT sur l'estimation du débit, l'incertitude sur la connaissance de la bathymétrie n'a pas été investigué pour le moment. Elle permet toutefois de mettre en évidence la nécessité d'avoir recours à des données a priori, non fournies par les satellites, pour estimer le débit des fleuves à partir des mesures SWOT.

Il est aussi important de noter que l'équation **Eq. 49** a été obtenue en supposant que les coefficients de la courbe de tarage (c et b) sont constants, ce qui est une autre limitation de la méthode utilisée. Cette hypothèse n'est valable que pour des régimes établis (périodes de hautes eaux ou basses eaux), mais pas lors de la transition entre différents régimes hydrologiques. L'étude présentée est donc, en toute rigueur, valide seulement pour les régimes hydrologiques établis.

Ainsi, en appliquant l'équation **Eq. 50** à des cas réalistes, c'est-à-dire à des mesures in-situ, il sera possible d'estimer l'erreur fractionnelle sur le débit instantané (σ_Q/Q) due à l'erreur sur la mesure SWOT, puis éventuellement d'extrapoler les résultats obtenus pour l'ensemble des fleuves du monde.

3.2.1.2. Données in-situ utilisées

Pour appliquer l'équation **Eq. 50**, il faut disposer de données in-situ ayant à la fois des mesures de hauteur d'eau et de débit (afin d'estimer les paramètres de la courbe de tarage). Ainsi 74 stations in-situ ont été utilisées, réparties sur plusieurs bassins représentant différents régimes climatiques (voir Figure 71 pour leur localisation). Ces mesures ont été obtenues auprès de l'USGS (United States Geological Survey, <http://waterdata.usgs.gov/nwis/>) pour l'Amérique du Nord, de l'ANA (Agencia Nacional de Aguas, <http://www.ana.gov.br/>) et de l'HyBAM (Hydro-geodynamique actuelle du Bassin Amazonien, <http://mafalda.teledetection.fr/hybam/whybam2/index.php>) pour l'Amérique du Sud et de l'IWM (Institute of Water Modelling, Bangladesh, <http://www.iwmbd.org/>) pour les stations sur les fleuves Bangladais.

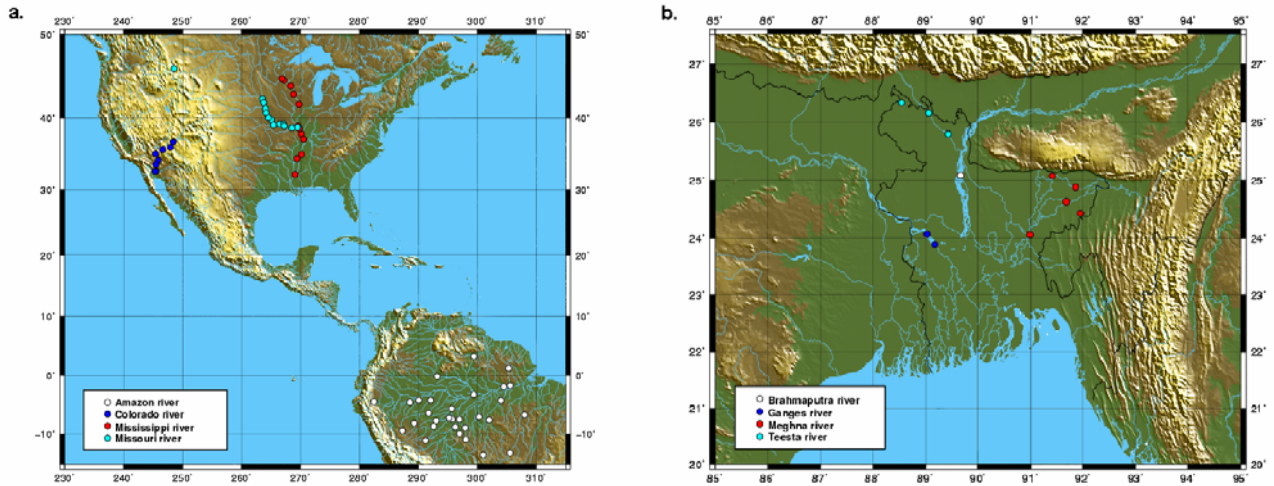


Figure 71. Localisation des stations utilisées pour estimer l'erreur sur le débit instantané due à l'erreur sur la mesure SWOT. Ces stations proviennent de l'USGS, l'ANA, l'HyBAM et de l'IWM. 64 stations se situent en Amérique (a.) et 10 au Bangladesh (b.)

3.2.1.3. Résultats

En comparant la fraction d'erreur modèle η en fonction de l'erreur sur le débit lié à l'erreur sur la mesure SWOT ($b.\sigma_D/D$) pour chaque station in-situ (Figure 72), on peut constater que : 1) la fraction d'erreur modèle couvre une large plage de valeurs (allant de pratiquement 0% à plus de 45%) et 2) pour la plupart des stations l'erreur modèle est supérieure à l'erreur due à la mesure SWOT. En effet, les valeurs médiane, moyenne et maximum de l'erreur due à la mesure SWOT sont respectivement de 4%, 6% et 24%, tandis que ces mêmes valeurs pour l'erreur modèle sont de 5%, 11% et 47%. Enfin les valeurs médiane, moyenne et maximum de l'erreur sur le débit (σ_Q/Q), calculées en utilisant l'équation Eq. 50 (et donc combinant les deux erreurs précédentes), sont de 9%, 13% et 49%, respectivement.

Cependant dans certains cas, l'erreur modèle peut être sous-estimée ou surestimée, comme illustré sur la Figure 73. Sur cette figure sont représentés, pour quatre stations in-situ, le débit mesuré en fonction de la hauteur d'eau mesurée (points bleus) et la courbe de tarage estimée à partir de ces mesures (courbe rouge). Bien souvent, les données de débit ne sont pas mesurées directement, mais estimées à partir des mesures de hauteur d'eau à l'aide d'une courbe de tarage, comme par exemple pour la station présentée à la Figure 73.a. Dans d'autres cas, des points erronés posent un problème pour estimer la courbe de tarage (Figure 73.c), ou alors, à cause d'un changement de régime hydraulique, plusieurs courbes de tarage seraient nécessaire (cas de la Figure 73.d). Cependant, pour les stations ayant une courbe de tarage sans problèmes particuliers, la fraction d'erreur modèle η semble être aux alentours de 20% (Figure 73.b). Ce résultat est en accord avec des études précédentes (Dingman et Sharma, 1997 ; Bjerklie et al., 2005).

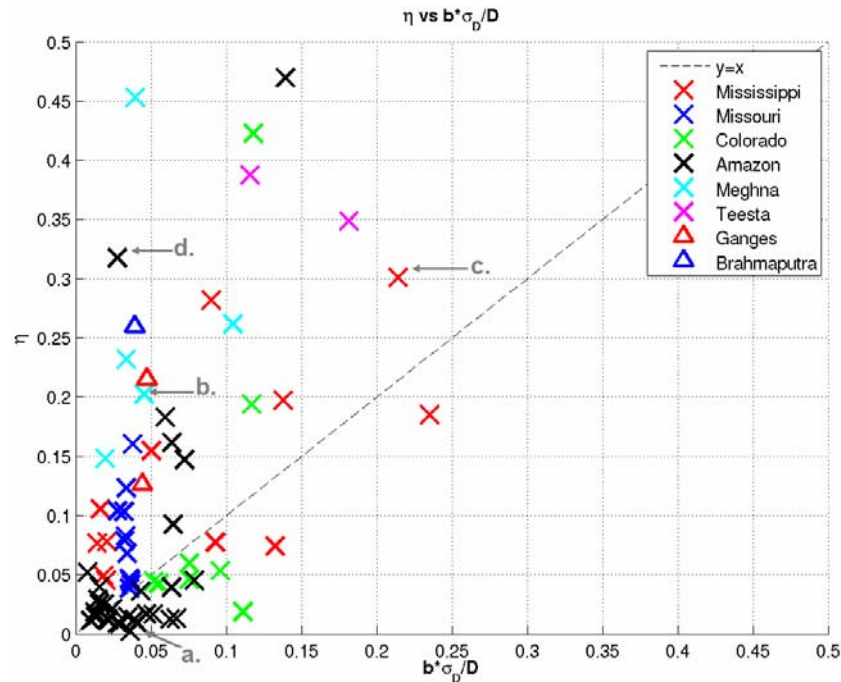


Figure 72. Fraction d'erreur modèle (η) en fonction de l'erreur sur la mesure de la hauteur d'eau pour les 74 stations in-situ (les lettres a., b., c. et d. font référence aux quatre courbes de tarage présentées à la Figure 73)

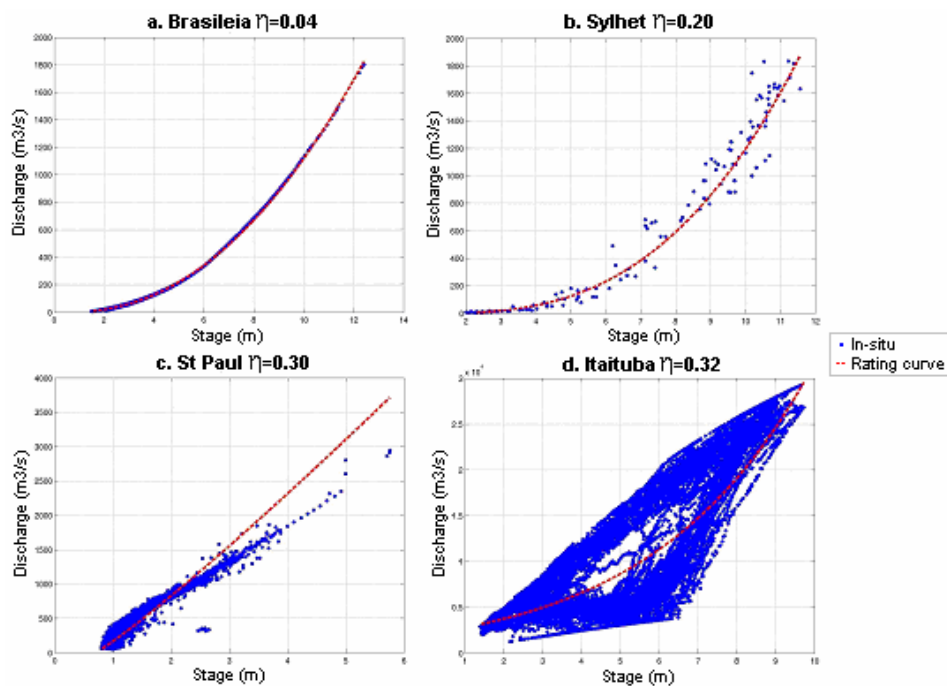


Figure 73. Courbes de tarage (débit en fonction de la hauteur d'eau) pour 4 stations : Brasileia (fleuve Acre, dans le bassin de l'Amazone, a.), Sylhet (fleuve Meghna, b.), St-Paul (fleuve Mississippi, c.) et Itaituba (fleuve Tapajós, dans le bassin de l'Amazone, d.)

D'autre part, la valeur médiane du coefficient b (coefficient en puissance de la courbe de tarage) pour les différents fleuves échantillonnés par les stations in-situ dont on dispose est présentée dans le Tableau 16. La Figure 74 quant à elle présente l'histogramme de ce coefficient b pour les 74 stations utilisées. Du Tableau 16 et de la Figure 74, il apparaît que le coefficient b , nécessaire pour appliquer l'équation **Eq. 50**, est très variable. Cependant, pour

l'ensemble des stations in-situ, la valeur médiane de ce coefficient est égale à 2,3 et un écart-type de 8,6. La valeur importante de l'écart-type s'explique par des valeurs particulièrement grandes du coefficient pour 7 stations (sur un ensemble de 74 stations). Ceci est dû au fait que soit pour ces stations une courbe de tarage n'est pas applicable, soit elles sont caractérisées par un régime hydrologique particulier. Par contre, si ces 7 stations ne sont pas prises en compte le coefficient b a une valeur médiane de 2,1 avec un écart-type de 1,5.

Tableau 16. Valeur médiane du coefficient b (coefficient en puissance dans la courbe de tarage) pour chaque fleuve ayant une station in-situ

Fleuves	Median(b)
Amazone et ses affluents	2,0
Brahmapoutre, Ganges, Meghna et Teesta	3,2
Colorado	2,5
Mississippi	1,6
Missouri	3,8
Tous les fleuves	2,3

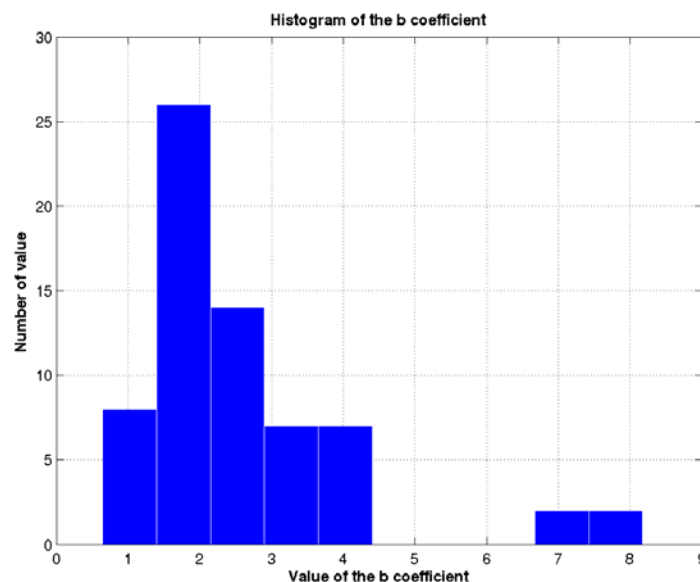


Figure 74. Histogramme des valeurs du coefficient b (coefficient en puissance de la courbe de tarage) pour 70 des stations in-situ utilisées (les 4 autres ont un coefficient supérieur à 10)

L'étude de mesures in-situ a permis d'estimer plusieurs variables nécessaires pour appliquer l'équation **Eq. 50** : la fraction d'erreur modèle η peut être supposée proche de 0,2, le coefficient b peut être considéré à peu près égal à 2, l'erreur sur l'estimation de la profondeur du fleuve (σ_D) est égale à 10 cm (puisque l'on considère que l'erreur sur la profondeur du fleuve ne provient que de l'erreur sur la mesure SWOT). Ainsi, si on dispose d'un réseau global de fleuves avec une distribution des profondeurs du fleuve, il est possible d'avoir une estimation globale des erreurs sur l'estimation du débit instantané. Pour ce faire, le réseau global de fleuves choisi est HYDRO1k (<http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/hydro/>). Ce réseau hydrographique a été extrait à partir du modèle numérique de terrain GTOPO30 (qui a une résolution de $0,9 \times 0,9$ km²) et à chaque segment de fleuve est associée la valeur de l'air drainée. Pour estimer une profondeur moyenne du fleuve le long du réseau hydrographique, dans un premier temps une

relation entre l'air drainée et un débit moyen a été estimé en utilisant 19 589 stations disponibles auprès du GRDC. Ensuite, la relation en puissance estimée par Moody et Troutman (2002) entre la profondeur du fleuve et le débit moyen ($D=0,27*Q^{0,39}$) a été utilisée afin d'obtenir une estimation de la profondeur moyenne du fleuve le long du réseau hydrographique HYDRO1k. La Figure 75 présente une carte de l'estimation des erreurs sur le débit en utilisant l'équation **Eq. 50** pour l'Amérique du Sud (pour des données de débits aux alentours de leur valeur moyenne). En utilisant le réseau HYDRO1k, il est apparu que pour la plupart des fleuves du monde, l'erreur sur le débit sera entre 20% et 30%. En effet, pour les fleuves ayant une profondeur de plus de 0,9 m, l'erreur sur l'estimation du débit devrait être inférieure à 30%. Pour les fleuves ayant une profondeur supérieure à 1,3 m, l'erreur sur le débit devrait être inférieure à 25% (pour plus de détails voir l'appendice A de l'article accepté pour publication dans *JSTARS*, en section 3.5).

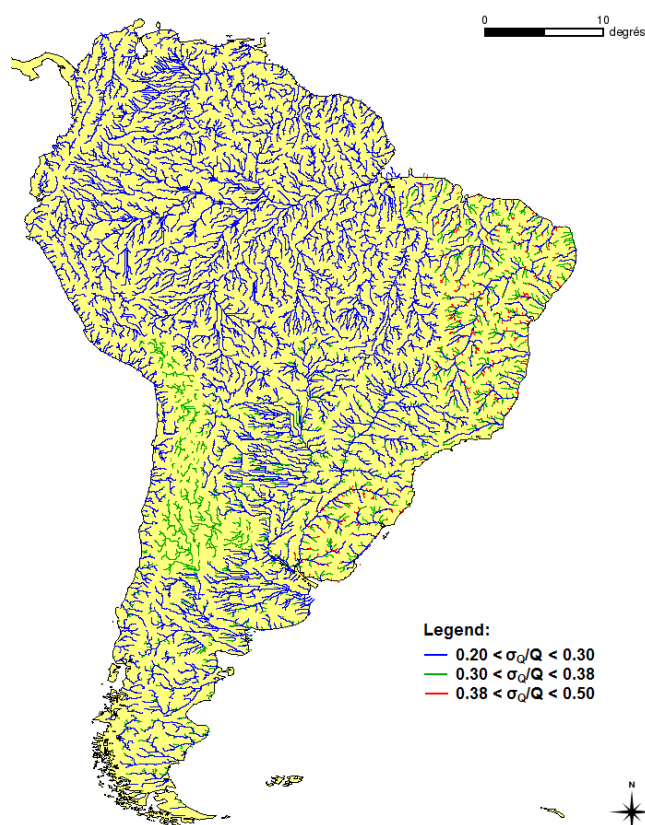


Figure 75. Erreur sur l'estimation du débit à partir des données SWOT pour l'Amérique du Sud

3.2.2. Estimation du débit à partir de l'équation de Manning

3.2.2.1. Equation de Manning et mesure SWOT

Cette section présente une méthode d'estimation du débit à partir des données SWOT qui soit suffisamment simple pour ne pas nécessiter des ressources numériques trop importantes (comme pour l'assimilation par exemple), mais qui soit tout de même pertinente hydrologiquement pour avoir des erreurs limitées. Ce travail de réflexion est en cours de réalisation (depuis le deuxième trimestre 2009) en partenariat entre l'université de l'Ohio, l'université de Washington et le LEGOS (plus précisément le travail que j'ai effectué dans le cadre de cette collaboration est présenté à la section 3.2.2.2). Les résultats préliminaires qui sont présentés ici ne sont qu'une partie de ce travail et doivent être plutôt vu comme un début

d'élargissement du travail présenté à la section précédente. Ces résultats ne sont pas inclus dans le papier accepté pour publication dans JSTARS.

Une méthode simple, plus précise que les courbes de tarage utilisées à la section précédente et très souvent utilisée pour estimer le débit en un point d'un fleuve consiste à utiliser l'équation de Manning (Eq. 51).

$$Q = \frac{1}{n} \cdot S^{1/2} \cdot A^{5/3} \cdot L^{-2/3} \quad \text{Eq. 51}$$

avec Q le débit, n le coefficient de Manning, S la pente du fleuve le long de l'écoulement, A est l'aire du fleuve perpendiculairement à son écoulement et L est le périmètre mouillé (i.e. la partie du périmètre de la section de transversale du fleuve en contact avec la berge).

Un nombre important de paramètres de l'équation de Manning sont calculés directement par SWOT : la pente S, la largeur W du fleuve et l'élévation de la hauteur d'eau H (la connaissance de W et H permettent d'estimer A et L). Par contre elle nécessite aussi la connaissance de paramètres qui ne sont pas mesurés par SWOT, comme le coefficient de Manning n, la forme de la bathymétrie du fleuve et son élévation H_0 . Le débit Q ainsi obtenu correspond à un débit moyen passant dans la section transversale à l'écoulement du fleuve. Une simplification de l'équation de Manning consiste à considérer que le fleuve a une section rectangulaire, car dans ce cas $A=W \cdot D$ (avec $D=H-H_0$) et $L=2D+W$. De plus, pour les grands fleuves, il est souvent considéré que $W \gg D$ et donc que $L=W$. Ainsi, l'équation de Manning devient :

$$Q = \frac{1}{n} \cdot S^{1/2} \cdot D^{5/3} \cdot W \quad \text{Eq. 52}$$

Cette formulation est particulièrement attractive dans le cas de SWOT, car si l'on connaît n et H_0 , alors on peut très facilement calculer le débit Q à partir des mesures SWOT (S, W et H). C'est donc cette formulation qui, au départ a été pressentie pour calculer, de façon globale, le débit à partir des mesures SWOT et qui devrait être plus précise que l'utilisation d'une courbe de tarage. Cependant, pour être utilisée, il faut d'abord essayer de quantifier l'erreur qui est faite en supposant que la bathymétrie du fleuve est rectangulaire. C'est l'objectif de la section suivante.

3.2.2.2. Impact de l'approximation d'une bathymétrie rectangulaire

La Figure 76 présente le schéma de principe d'une section transversale du fleuve pour laquelle on veut calculer le débit. Elle présente aussi les notations utilisées dans cette étude. W est la largeur du fleuve à sa surface et D est sa profondeur maximale.

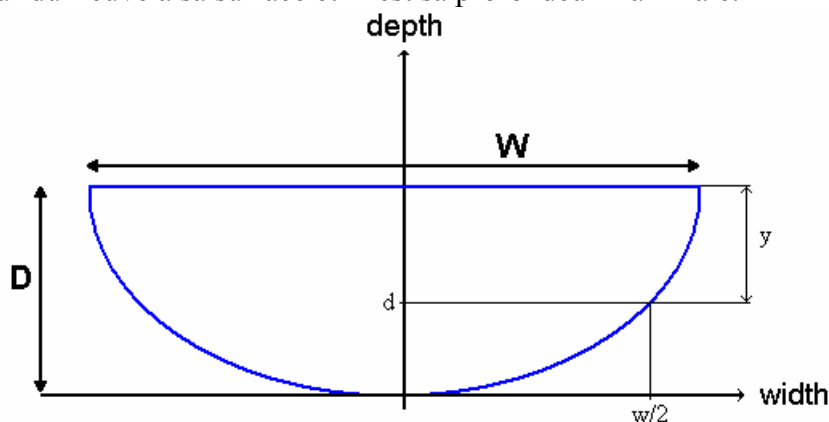


Figure 76. Schéma de principe d'une section transversale du fleuve et description des notations utilisées

Une façon simple de modéliser une section transversale est de considérer une relation en puissance entre la largeur du fleuve (w) et la profondeur du fleuve (d) :

$$w = C_m \cdot d^m \quad \text{Eq. 53}$$

où C_m est fonction de m , W et D ($C_m = W/D^m$).

La Figure 77 présente un ensemble de sections transversales obtenues pour différentes valeurs de m . Une section rectangulaire est obtenue pour $m=0$, tandis qu'une section parabolique est obtenue pour $m=1/2$. Par contre peu d'études ont tenté d'estimer la plage de valeurs que peut prendre ce coefficient dans la réalité pour différents types de fleuve. On peut toutefois citer le travail de Valiani et Caleffi (2009) qui ont calculé ce coefficient pour deux sections transversales dont la bathymétrie a été mesurée lors d'une campagne : sur le fleuve Po di Goro pour laquelle $W \approx 140$ m et $D \approx 6$ m (donc $W/D \approx 23$) ils ont estimé que m était d'environ 0,25 et quant au fleuve Reno pour lequel $W \approx 40$ m et $D \approx 6$ m (donc $W/D \approx 7$) m est proche de 0,38.

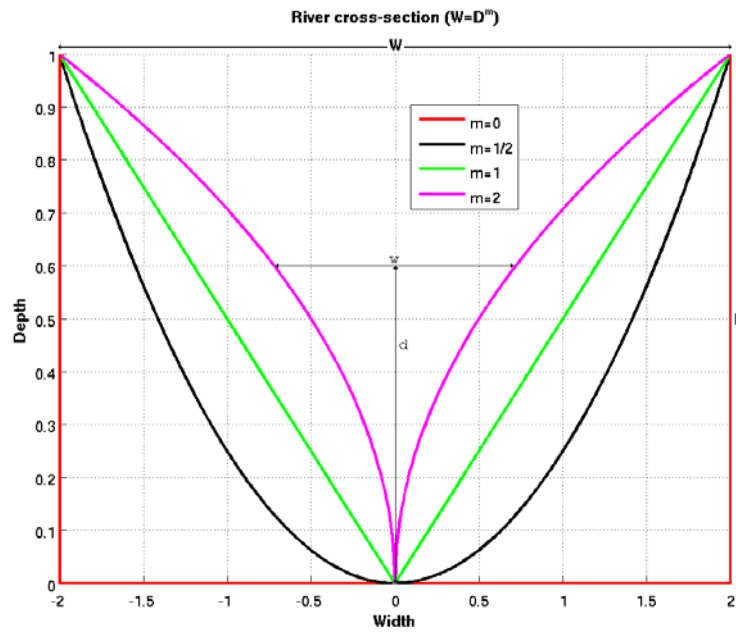


Figure 77. Sections transversales obtenues pour différentes valeurs de m ($w=d^m$)

En utilisant l'équation **Eq. 53**, l'aire de la section transversale $A_m(d)$, pour une profondeur du fleuve d , peut être facilement calculée :

$$A_m = \int_0^d C_m \cdot y^m dy = \frac{C_m}{m+1} d^{m+1} \quad \text{Eq. 54}$$

Par contre le calcul du périmètre mouillé est beaucoup plus complexe à calculer, sauf pour deux cas particuliers :

- $m=0$:

$$L_0 = W + 2 \cdot d \quad \text{Eq. 55}$$

- $m=1$:

$$L_1 = \sqrt{w^2 + (2d)^2} = d \cdot \sqrt{\left(\frac{W}{D}\right)^2 + 4} \quad \text{Eq. 56}$$

Dans le cas général ($m>0$), le périmètre mouillé est fourni par la formule suivante (Strelkoff et Clemmens, 2000) :

$$L_m = 2 \int_0^d \sqrt{1 + \left(\frac{1}{2} \frac{\partial w}{\partial y} \right)^2} dy = 2 \int_0^d \sqrt{1 + \left(\frac{1}{2} \cdot m \cdot C_m \cdot y^{m-1} \right)^2} dy \quad \text{Eq. 57}$$

De plus, pour tout $m \neq 1$, $L_1 < L_m < L_0$. Cependant, l'équation **Eq. 57** est trop complexe pour pouvoir être utilisée pratiquement. Strelkoff et Clemmens (2000) ont résolu numériquement cette équation et en ont estimé une approximation de L_m qui a une précision de 5% pour toutes les valeurs de m (**Eq. 58**). Une erreur de 5% sur L_m correspond à une erreur de 3% sur le débit (puisque $\frac{\delta Q}{Q} = \frac{2}{3} \frac{\delta L}{L}$), ainsi cette approximation du périmètre mouillé est tout à fait

acceptable pour cette étude (puisque les erreurs sur les sections transversales sont beaucoup plus importantes).

$$L_m = L_1 + (L_0 - L_1) \cdot e^{-a \cdot m} \quad \text{Eq. 58}$$

avec $a=4,8$.

L'erreur, ε , sur le débit causé par l'approximation d'une section rectangulaire a été calculée de la façon suivante :

$$\varepsilon = \frac{Q_0 - Q_m}{Q_m} = \left(\frac{L_1 + (L_0 - L_1) \cdot e^{-a \cdot m}}{L_0} \right)^{2/3} \cdot \left(\frac{(m+1) \cdot D^m}{d^m} \right)^{5/3} - 1 \quad \text{Eq. 59}$$

Il est possible d'exprimer l'équation **Eq. 59** en fonction des variables normalisées W/D et d/D (l'équation n'est pas présentée ici). Les Figure 78, Figure 79, Figure 80 et Figure 81 montrent l'évolution de l'erreur sur le débit due à l'approximation de la bathymétrie rectangulaire (ε) pour W/D égal à 0,1 (fleuve étroit), 1 (cas qui est toutefois peu courant pour un fleuve naturel), 5 et 10 (fleuve peu profond). Les erreurs semblent assez consistantes pour différentes valeurs de W/D , même si elles sont plus importantes pour des fleuves étroits ($W/D=0,1$). Par contre, les erreurs peuvent être assez importantes surtout pour de faibles profondeurs du fleuve ($d/D=0,1$). Cependant, intuitivement il semble que dans la nature m soit plutôt compris entre 0 et 0,5 (les sections transversales ont plus tendance à être proche d'une section rectangulaire ou parabolique, que triangulaire ou hyperbolique, voir la Figure 77).

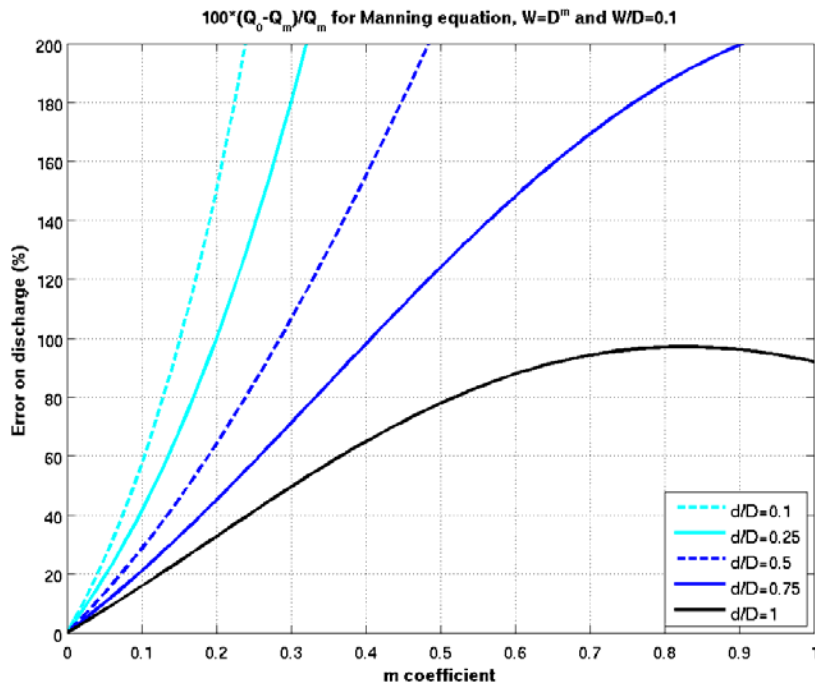


Figure 78. Erreur sur le débit due à l'approximation rectangulaire de la bathymétrie (pour $W/D=0.1$)

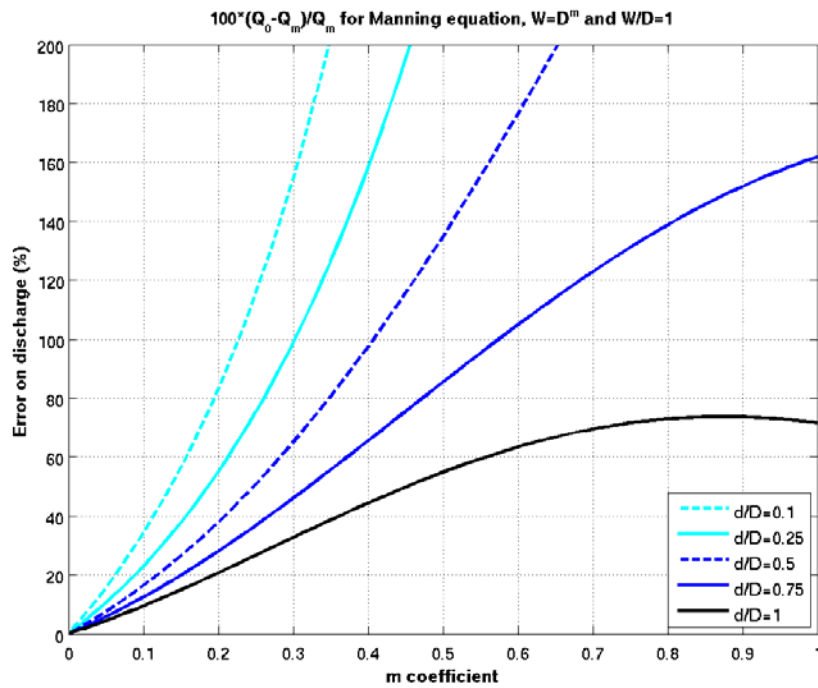


Figure 79. Erreur sur le débit due à l'approximation rectangulaire de la bathymétrie (pour W/D=1)

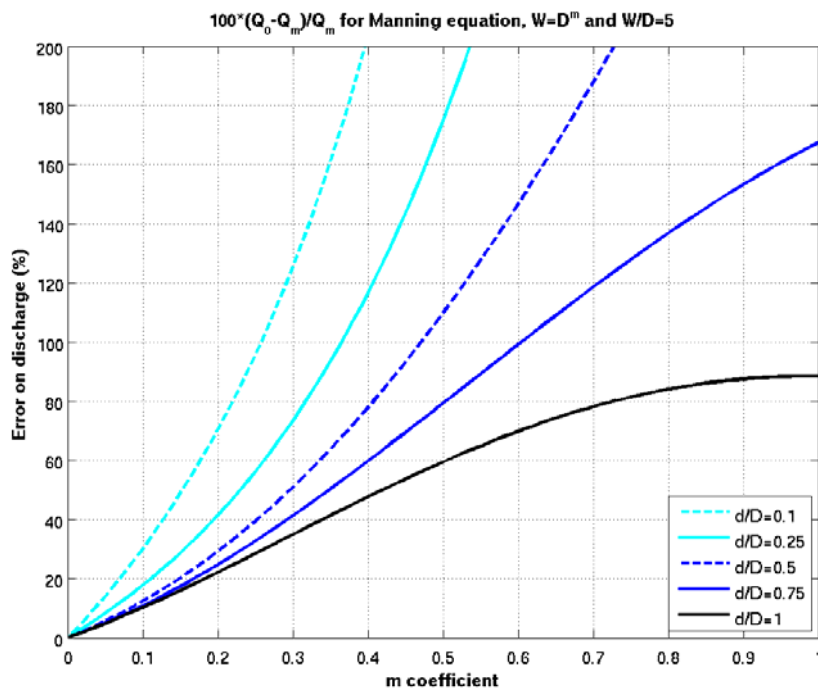


Figure 80. Erreur sur le débit due à l'approximation rectangulaire de la bathymétrie (pour W/D=5)

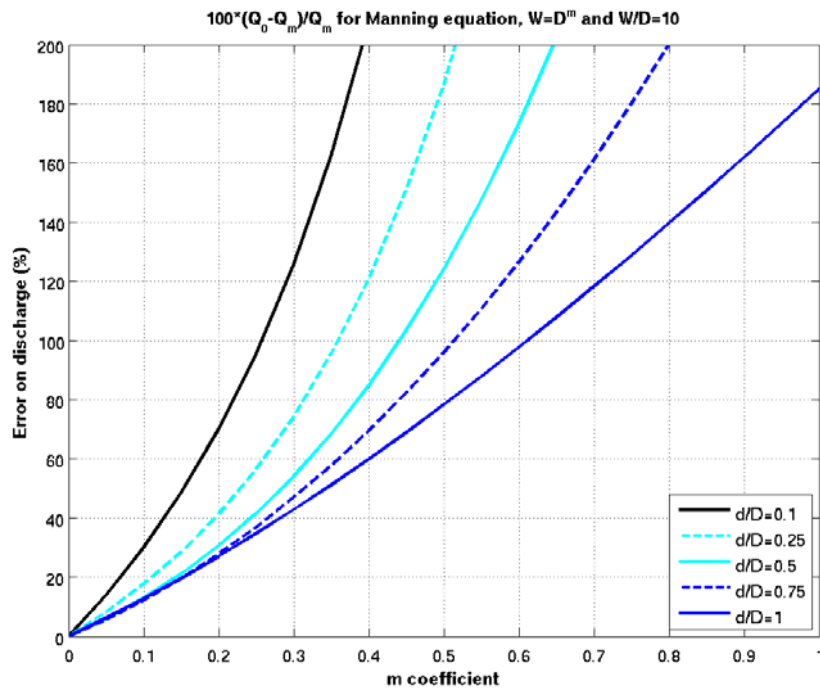


Figure 81. Erreur sur le débit due à l'approximation rectangulaire de la bathymétrie (pour W/D=10)

Ces erreurs sont très importantes, car on a supposé que pour la largeur du fleuve w , la section rectangulaire avait une profondeur égale à la profondeur maximum (d) de long de la section transversale. Or, il semblerait plus juste de supposer que si l'on a accès à une valeur de la profondeur du fleuve, il s'agira de la profondeur moyenne du fleuve le long de la section du fleuve (puisqu'on aura le plus vraisemblablement accès à une valeur moyenne de l'élévation de la bathymétrie le long de la section transversale). Ainsi, plutôt que de considérer la section rectangulaire qui encadre le fleuve (rectangle rouge sur la Figure 82), il faudrait plutôt considérer le rectangle qui a une largeur w et une hauteur égale à la profondeur moyenne (rectangle en pointillé vert sur la Figure 82).

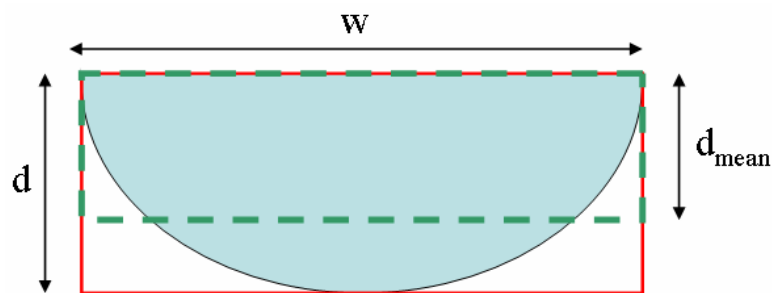


Figure 82. Deux approximations rectangulaires de la section transversale d'un fleuve

Or, il se trouve que, dans le cas théorique d'une largeur w liée par une loi en puissance à la profondeur maximale d , la profondeur moyenne d_{mean} et l'aire $A_{0\text{mean}}$ du rectangle en pointillé vert sur la Figure 82 sont égales à :

$$d_{mean} = \frac{d}{m+1} \quad \text{Eq. 60}$$

$$A_{0mean} = \frac{d}{m+1} \cdot w = A_m(d) \quad \text{Eq. 61}$$

Il apparaît donc que l'aire de la section rectangulaire obtenue pour une profondeur moyenne est égale à l'aire de la section transversale elle-même. De plus le périmètre mouillé de cette section rectangulaire est donné par la formule suivante :

$$L_{0mean}(d) = W \cdot \left(\frac{d}{D} \right)^m + 2d \quad \text{Eq. 62}$$

Dans ce cas l'erreur sur le débit devient donc :

$$\varepsilon = \frac{Q_{0mean} - Q_m}{Q_m} = \left(\frac{L_1 + (L_0 - L_1) \cdot e^{-a \cdot m}}{L_{0mean}} \right)^{2/3} - 1 \quad \text{Eq. 63}$$

Comme les aires entre la nouvelle approximation rectangulaire et la section transversale sont égales, l'erreur sur le débit n'est plus liée qu'au périmètre mouillé (simplification de l'équation **Eq. 63** par rapport à l'équation **Eq. 59**) et est donc plus faible que celles obtenues pour la section rectangulaire de hauteur d . Les Figure 83, Figure 84, Figure 85 et Figure 86 présentent l'évolution de l'erreur sur le débit due à l'approximation rectangulaire de la bathymétrie pour différentes valeurs de m et pour un rapport entre la largeur et la hauteur maximum du fleuve de $W/D=1$, $W/D=5$, $W/D=10$ et $W/D=100$, respectivement. Dans ce cas, l'erreur due à l'approximation rectangulaire de la bathymétrie ne dépasse pas 10% et est même inférieure à 1% dans le cas $W/D=100$. Ce dernier cas est typique des grands fleuves comme l'Ob inférieur (voir le chapitre 2), dont la largeur est de 2 km et la profondeur moyenne inférieure à 20 m.

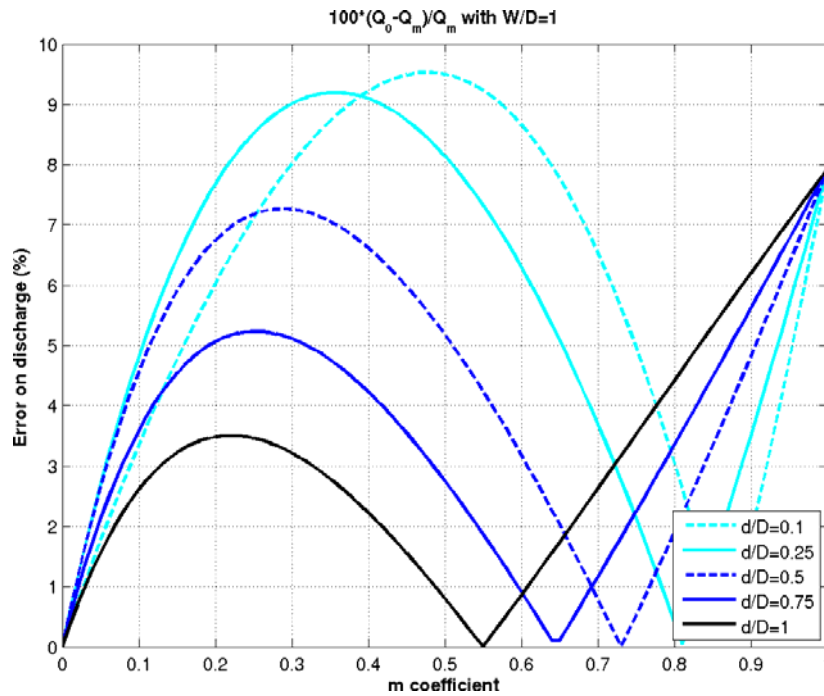


Figure 83. Erreur sur le débit due à l'approximation d'une bathymétrie rectangulaire moyenne (pour $W/D=1$)

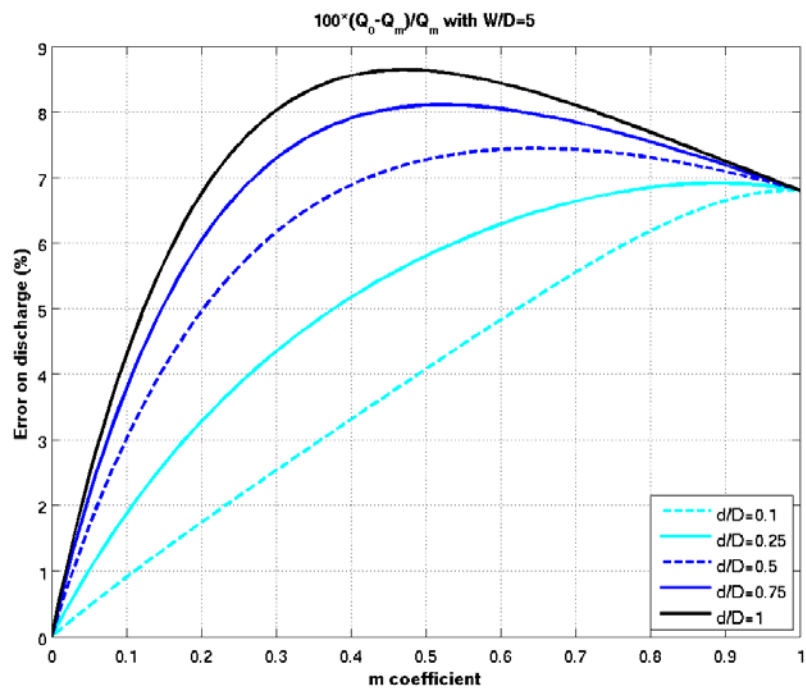


Figure 84. Erreur sur le débit due à l'approximation d'une bathymétrie rectangulaire moyenne (pour W/D=5)

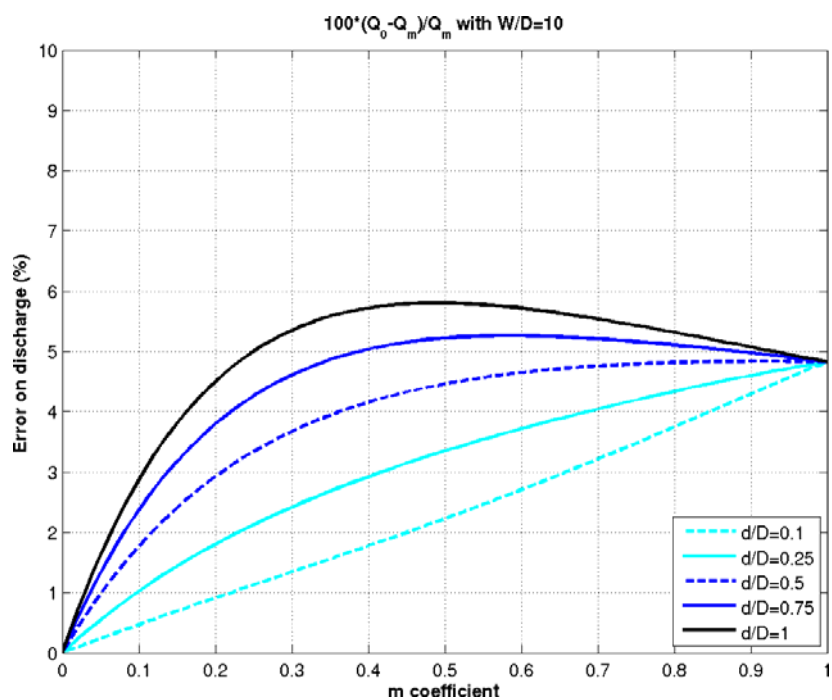


Figure 85. Erreur sur le débit due à l'approximation d'une bathymétrie rectangulaire moyenne (pour W/D=10)

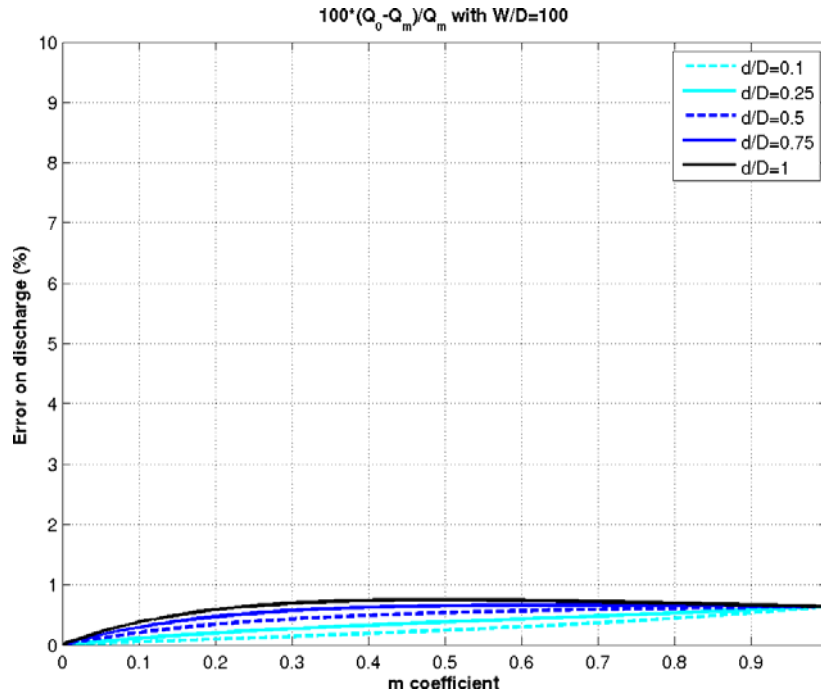


Figure 86. Erreur sur le débit due à l'approximation d'une bathymétrie rectangulaire moyenne (pour $W/D=100$)

De cette étude il ressort donc que l'erreur due à l'approximation rectangulaire de la bathymétrie peut être faible, si l'on considère une profondeur moyenne du fleuve. Tout le problème réside donc à estimer une élévation moyenne de la bathymétrie (valeur moyenne des élévations de la section transversale du fleuve), qui ne peut provenir que de données extérieures à la mission SWOT. Dans la réalité la relation entre la profondeur du fleuve et sa largeur ne suivra pas forcément une simple loi en puissance. L'approximation rectangulaire consistera donc à utiliser une bathymétrie rectangulaire, dont la largeur est égale à la largeur du fleuve à sa surface et dont la profondeur correspond à une profondeur « effective », c'est-à-dire pour laquelle l'aire de la bathymétrie rectangulaire est égale à celle de la bathymétrie réelle. On peut d'ailleurs noter qu'une étude sur ce sujet, à laquelle je ne participe pas directement, qui vise à déterminer cette profondeur effective en fonction de la largeur pour chaque fleuve du monde, vient de commencer à l'université de l'Ohio.

D'autre part, au fur et à mesure des observations de hauteur d'eau, la section transversale réelle du fleuve entre les périodes de basses et de hautes eaux va pouvoir petit à petit être estimée. Le calcul du périmètre mouillé et l'aire de la section transversale vont donc pouvoir être estimés avec de plus en plus de précision. Par contre, le périmètre mouillé et l'aire de la section transversale sous le niveau le plus bas observé du fleuve seront toujours inconnus et devront être estimés d'une manière ou d'une autre. Ceci revient donc à dire que l'on aura une bien meilleure précision sur l'estimation de la variation du débit (entre basses et hautes eaux) que sur le débit absolu. De plus, on espère aussi pouvoir augmenter la précision du calcul du débit en faisant une intégration non pas seulement sur la section transversale du fleuve (donc sur une région 2D), mais sur tout un segment du fleuve (donc sur une zone 3D), dont la longueur requise reste encore à déterminer. Pour réaliser ce genre d'étude, l'utilisation de mesure de terrain sera nécessaire. Comme cela a été indiqué en introduction de cette section, cette étude n'est qu'un travail préliminaire et est fondée entièrement sur des considérations théoriques.

Enfin pour faire le lien avec la section 3.2.1 sur le calcul de l'erreur sur le débit instantané, en reformulant l'équation de Manning en supposant que $W \gg D$, on peut réécrire le débit sous la forme d'une courbe de tarage : $Q = a.D^b$ (voir équation **Eq. 46**), avec $b = m + 5/3$.

Ainsi l'exposant de la courbe de tarage (le coefficient b) serait principalement lié à la forme de section transversale du fleuve, tandis que le coefficient multiplicatif a dépend de la pente du fleuve, du coefficient de Manning et de la forme de la bathymétrie. On comprend donc que l'hypothèse que l'on avait fait d'un coefficient a constant n'est vrai que si on reste dans un régime hydrologique stable (la pente reste constante). De plus, il a été trouvé que la valeur médiane du coefficient b , pour les 74 stations in-situ utilisées, était égale à 2,3, ce qui correspond à une valeur de m aux alentours de 0,5 (donc à une section transversale parabolique).

3.2.2.3. Autres sources d'erreur

L'utilisation de l'équation de Manning pour estimer le débit à partir des données SWOT est bien évidemment soumise à d'autres sources d'erreurs, notamment :

- l'erreur associée à l'équation de Manning elle-même (erreur modèle),
- l'erreur sur l'estimation de l'élévation moyenne de la bathymétrie du fleuve,
- l'erreur sur le coefficient de Manning
- l'erreur sur la pente SWOT
- l'erreur sur la largeur à la surface du fleuve mesurée par SWOT
- l'erreur sur l'élévation de la hauteur d'eau mesurée par SWOT

Les trois dernières sources d'erreur sont liées à SWOT et la dernière a été particulièrement étudiée à la section 3.2.1. Les erreurs dues à la méconnaissance de l'élévation de la bathymétrie et du coefficient de Manning peuvent être particulièrement importantes et nécessitent l'utilisation de données extérieures à la mission. Notamment, le coefficient de Manning est un coefficient empirique, qui est mal connu. Il existe certaines formules qui lient le coefficient de Manning à la pente du fleuve et au rayon hydraulique (qui est le rapport entre l'aire de la section transversale du fleuve et le périmètre mouillé) (Jarrett, 1984 ; Limerinos, 1970). Cependant ces relations sont valables pour des fleuves bien plus petits que ceux visibles par SWOT.

Ainsi la qualité de l'estimation du débit à partir des données SWOT dépendra bien évidemment de la qualité des données SWOT elle-même, mais aussi de la qualité de l'estimation de l'élévation moyenne du lit du fleuve et du coefficient de Manning. Ceci devrait faire l'objet de travaux beaucoup plus détaillés durant les années à venir.

3.2.3. Erreur due à l'échantillonnage temporel de SWOT

Le nombre d'observations d'un même point au cours d'un cycle de 22 jours est fonction de la latitude et peut varier de deux observations à l'équateur à plus de 10 aux hautes latitudes, pour la phase nominale de la mission. Ainsi, quelque soit la méthode utilisée pour estimer le débit à partir des données SWOT, elles seront le plus vraisemblablement utilisées pour des études mensuelles ou saisonnières. La précision de ces études sera donc largement dépendante de l'échantillonnage temporel de SWOT. Par exemple, l'estimation du débit mensuel d'un fleuve sera plus précise si ce fleuve est vu six fois pour un cycle de 22 jours plutôt que deux fois. Cette étude a pour objectif d'estimer l'impact de ces erreurs dues à l'échantillonnage temporel de SWOT sur l'estimation du débit mensuel, en se basant sur des données in-situ.

3.2.3.1. Méthodologie

Par souci de simplicité et afin de mieux appréhender l'impact de l'échantillonnage temporel, on suppose que les mesures SWOT ont déjà été converties en débit. L'erreur sur l'estimation du débit instantané n'est pas prise en compte, bien qu'en toute rigueur elle devrait l'être. Il faut aussi remarquer que la méthodologie, utilisée et appliquée à des données de débit, peut aussi être utilisée avec des données de hauteurs d'eau, qui correspondent exactement à ce qui sera mesuré par SWOT. Il a été décidé ici de considérer des données de débit pour une raison pratique : il est beaucoup plus simple d'obtenir des données de débit in-situ que de mesures de hauteur d'eau. De plus le débit est la variable qui est la plus utilisée en hydrologie. Enfin comme les erreurs sur le débit sont exprimées en pourcentage, on peut penser que les erreurs sur les hauteurs seront assez similaires.

Dans un premier temps 216 stations in-situ avec des mesures journalières de débit ont été sélectionnées (Figure 87). Ces stations ont des séries temporelles sans interruptions pendant au moins deux ans et proviennent de l'USGS pour l'Amérique du Nord, de l'ANA et de l'HyBAM pour le bassin Amazonien, d'ArcticRIMS (Arctic Rapid Integrated Monitoring System, <http://rims.unh.edu>) pour les fleuves Arctiques et du GRDC pour toutes les autres stations.

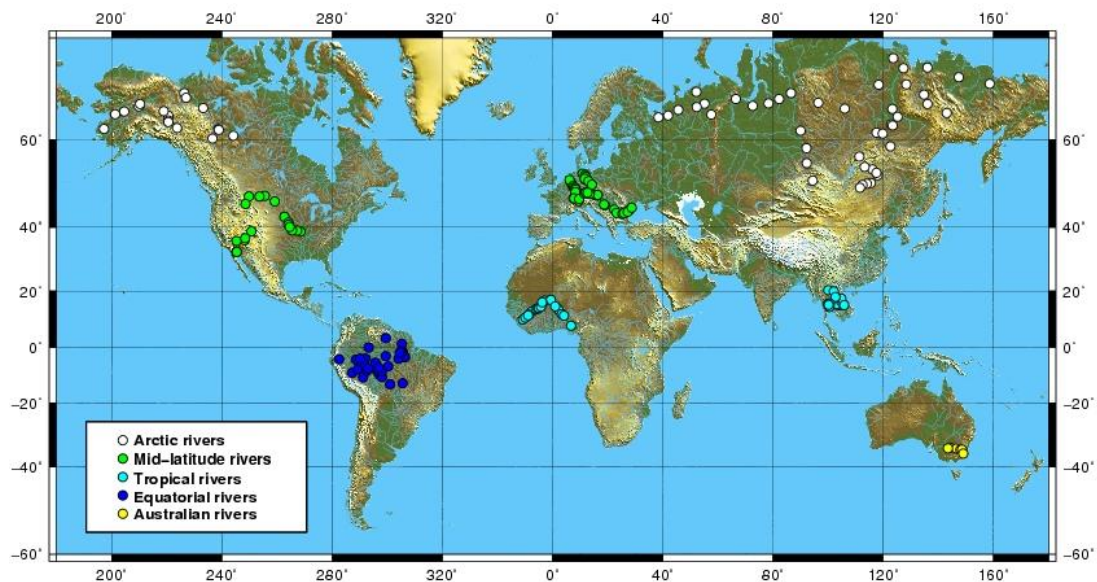


Figure 87. Stations in-situ utilisées pour quantifier l'impact de l'échantillonnage temporel de SWOT sur le débit mensuel. Ces stations proviennent de l'USGS, GRDC, ArcticRIMS, l'ANA et l'HyBAM

Pour chacune de ces stations, les temps d'observation SWOT ont été générés pour différentes orbites (répétitivité à 3 ou 22 jours, inclinaison à 74° ou à 78°). Ensuite, le débit mensuel a été calculé à la fois à partir des mesures journalières (ce qui permet de définir le « vrai » débit mensuel, noté Qm_d) et à partir des débits mesurés seulement aux dates d'observation SWOT (ce qui correspond au débit mensuel estimé à partir des données SWOT, noté Qm_{SWOT}). Ainsi l'erreur due à l'échantillonnage temporel de SWOT est :

$$\frac{\sigma_t}{Q} = \frac{std(Qm_d - Qm_{SWOT})}{mean(Q_d)} \quad \text{Eq. 64}$$

Une fois cette erreur calculée pour chaque station in-situ, elle a été comparée à l'aire drainée par le fleuve à l'emplacement de ces stations, afin d'en déduire une relation entre cette erreur et l'aire drainée, qui pourra ensuite être appliquée globalement.

L'utilisation de données journalières pour calculer le « vrai » débit mensuel, peut éventuellement être contesté, notamment pour le cas de fleuves soumis à des événements de pluie brefs (de l'ordre de quelques heures) mais intenses, dont les débits journaliers risquent de ne pas être représentatifs. Toutefois, ce phénomène apparaît pour de petits fleuves qui de

toute façon ne seront sûrement pas visibles par SWOT. Pour mieux quantifier ce problème, des mesures horaires de débit pour 122 stations in-situ sur le fleuve Ohio et ses affluents ont été téléchargées sur le site de l'USGS (<http://waterdata.usgs.gov/nwis>). La transformée de Fourier de chacune de ces séries temporelles a été calculée. Par la suite, l'intégrale du carré de la norme de ces transformées de Fourier a été calculée pour toutes les fréquences au-dessus de 1/1jour (que l'on va appeler la variance intégrée sur les fréquences supérieures à 1/1jours). Cette variance a ensuite été exprimée en pourcentage de la variance intégrée sur les fréquences supérieures à 1/365jours (Figure 88). Ceci permet de caractériser l'énergie, ou la variabilité, contenue dans les séries temporelles pour des périodes inférieures à 1 jour (comparée à l'énergie contenue dans les périodes inférieures à 1 an).

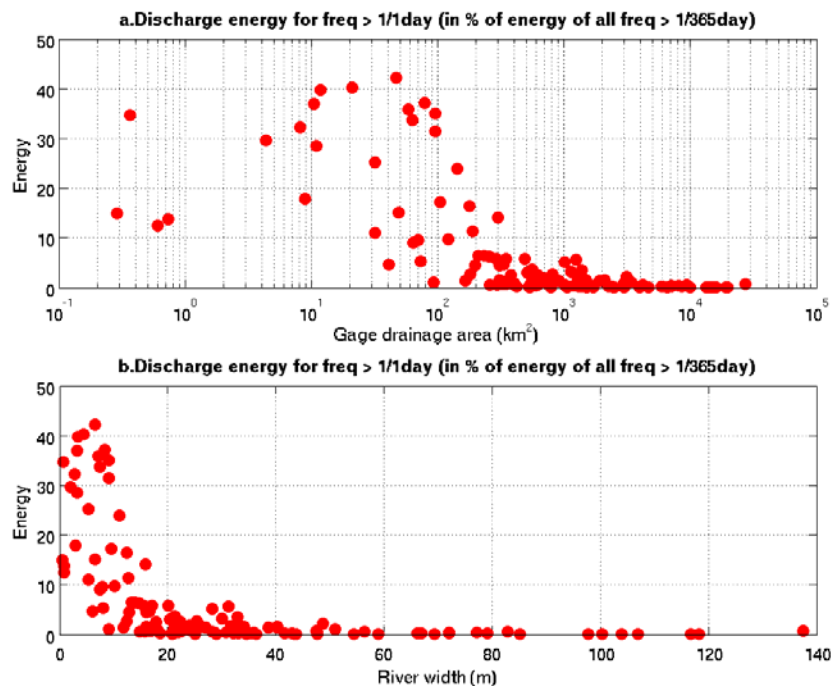


Figure 88. Variance intégrée sur les fréquences supérieures à 1/1jours en pourcentage de la variance intégrée sur les fréquences inférieures à 1/365jours, en fonction de l'aire drainée (a.) et de la largeur du fleuve (b.)

La Figure 88.a montre que la variance contenue dans les fréquences supérieures à 1/1jour augmente quand l'aire drainée diminue, ce qui correspond bien au fait que les petits fleuves sont plus sensibles aux événements de pluie locaux (l'effet intégrateur est plus faible, du fait d'une plus faible aire drainée).

La résolution intrinsèque de SWOT, dans l'axe distance, varie de 10 m à 60 m, ce qui signifie que SWOT ne pourra vraisemblablement pas voir des fleuves ayant une largeur inférieure à 50 m. Ainsi, plutôt que de classer la variance intégrée en fonction de l'aire drainée comme sur la Figure 88.a, il pourrait être plus intéressant de la classer en fonction d'une largeur moyenne du fleuve. Pour ce faire, une loi en puissance reliant l'aire drainée à une largeur moyenne du fleuve sur le bassin de l'Ohio ($\text{Largeur} = 1,62 * \text{AireDrainée}^{0,48}$, $r^2 = 0,96$), a été fournie par Michael Durand de l'université de l'Ohio. Cette régression a été calculée à partir de largeurs du fleuve mesurées sur des images Landsat et d'aire drainée provenant de stations de l'USGS sur tout le bassin de l'Ohio. La Figure 88.b montre la variance intégrée sur toutes les fréquences supérieures à 1/1jour pour les 122 stations ayant des données horaires, en fonction de la largeur moyenne du fleuve. Sur les 122 stations, seulement 20 ont une largeur moyenne au-dessus de 50 m. Pour ces 20 stations la variance intégrée sur les fréquences supérieures à 1/1jour moyenne, médiane et maximum est, respectivement, de 0,3%, 0,2% et 1,1% de la variance intégrée sur les fréquences supérieures

à 1/365jours. Ainsi, utiliser des données journalières pour générer les « vrais » débits mensuels semble tout à fait justifié, étant donné la taille des fleuves qui seront vus par SWOT.

3.2.3.2. Résultats

Tout d'abord, les temps et le nombre d'observations durant un cycle de répétitivité de l'orbite SWOT ont été calculés pour chacune des 216 stations in-situ. La Figure 89 montre l'histogramme de ces nombres d'observations pour des orbites SWOT à 22 jours ayant une inclinaison de 78° (Figure 89.a) et 74° (Figure 89.c). Pour les deux inclinaisons, le nombre médian d'observations est de trois. 35,3% et 33,8% des stations sont vues seulement deux fois (le nombre minimum d'observations) pour des orbites ayant une inclinaison de 78° et 74°, respectivement. La Figure 89.b et la Figure 89.d montrent le nombre d'observations pour chaque station en fonction de leur latitude, pour une inclinaison de 78° et de 74°, respectivement. Comme on peut le constater, le choix de l'orbite affecte surtout les hautes latitudes (au-dessus de 60°N). En effet, la station la plus haute en latitude peut être observée 10 fois pour une inclinaison de 78°, alors qu'elle sera observée 15 fois avec une inclinaison à 74°.

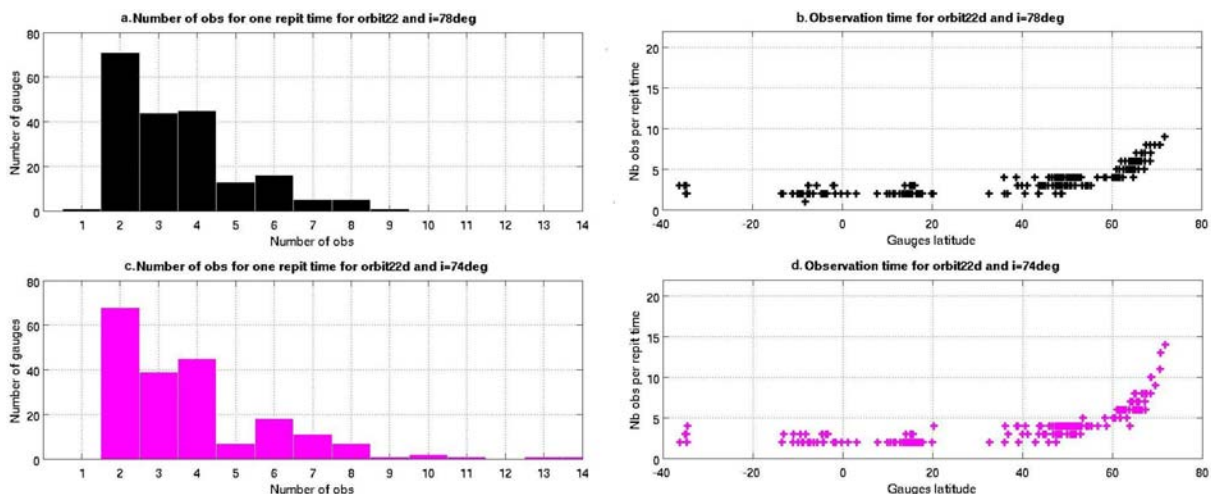


Figure 89. Histogramme du nombre d'observations et graphique du nombre d'observations en fonction de la latitude (pour chaque station in-situ) pour une orbite à 22 jours et une inclinaison à 78° (a. et b.) et à 74° (c. et d.)

Il est important de réaliser que le pas de temps d'échantillonnage de SWOT n'est pas constant. La Figure 90 présente le temps d'observation (au sein d'un cycle de 22 jours) pour quatre stations arctiques, classées selon leur latitude (chaque point correspond à un temps d'observation pour une station donnée), pour des orbites ayant une inclinaison de 78° (Figure 90.a) et une inclinaison de 74° (Figure 90.b). Si l'on considère sur ces graphiques la station qui se trouve à la latitude de 65,88°N, pour une inclinaison de l'orbite de 74°, sur le cycle de répétitivité de 22 jours, 10 premiers jours sont bien échantillonnés (puisque l'on a 6 observations), par contre les 10 jours suivants ne sont jamais observés. Cet échantillonnage non régulier dans le temps va donc impacter les performances sur l'estimation du débit mensuel. En moyenne, pour les deux inclinaisons, le temps maximum entre deux observations consécutives est de 13 jours.

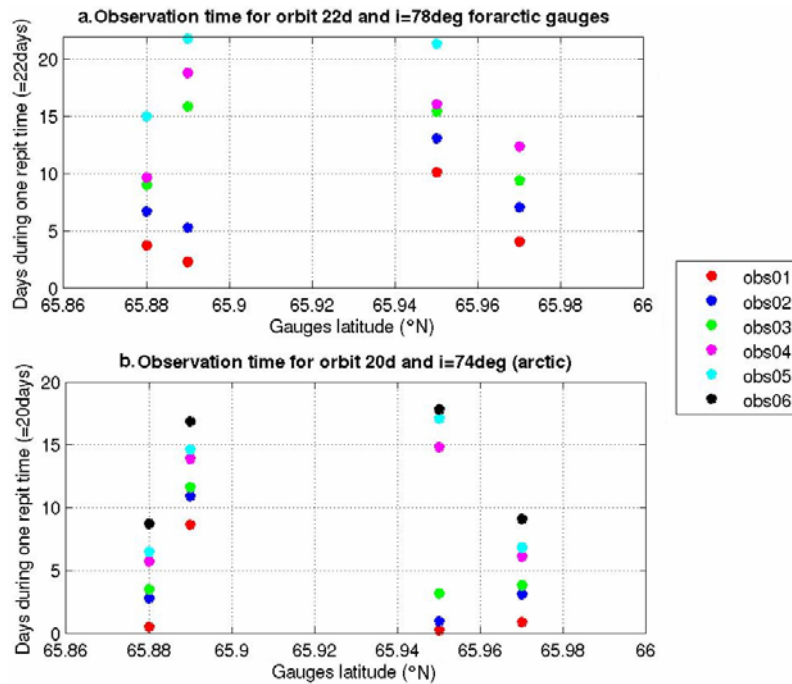


Figure 90. Temps d'observation par SWOT de quatre stations in-situ classées selon leur latitude, pour une inclinaison de 78° (a.) et de 74° (b.)

Suivant la méthodologie présentée à la section précédente, les erreurs sur le débit mensuel dues à l'échantillonnage temporel de SWOT ont été calculées pour chaque station. Ces erreurs ont ensuite été tracées en fonction de l'aire drainée pour une orbite à 22 jours et des inclinaisons de 78° (Figure 91.a) et de 74° (Figure 91.b). Pour l'ensemble des stations, l'erreur moyenne sur le débit mensuel est de 15% pour une inclinaison de 78° et de 14% pour une inclinaison de 74°. De ces données il est aussi possible de modéliser, par une loi en puissance, la relation entre l'erreur moyenne et maximum et l'aire drainée (courbes bleues et vertes, respectivement, sur les graphiques de la Figure 91). Ainsi, il est désormais possible d'estimer l'erreur moyenne et maximum sur le débit mensuel due à l'échantillonnage temporel de SWOT pour n'importe quel point d'un fleuve, si l'on connaît son aire drainée. Pour des inclinaisons d'orbite de 78° et 74°, les fleuves avec des aires drainées supérieures à 6 900 km² et 4 300 km², respectivement, devraient avoir des erreurs sur les débits mensuels inférieures à 20%. A titre de comparaison, la Somme et l'Aude ont un bassin versant respectivement de 6 550 km² (Direction Régionale de l'Environnement du Nord-Pas-de-Calais, http://www.nord-pas-de-calais.ecologie.gouv.fr/article.php3?id_article=700) et 6 343 km² (préfecture de l'Aude, <http://www.aude.pref.gouv.fr/Present1.asp>). La décroissance de l'erreur sur le débit mensuel avec l'aire drainée s'explique par le rôle intégrateur des fleuves. En effet, plus l'aire drainée est importante et plus le fleuve aura reçu de contributions de ses affluents et donc plus son débit sera important. Elle aura aussi une variabilité mensuelle moins marquée que des petits fleuves dont le débit dépend principalement des événements de pluie locaux.

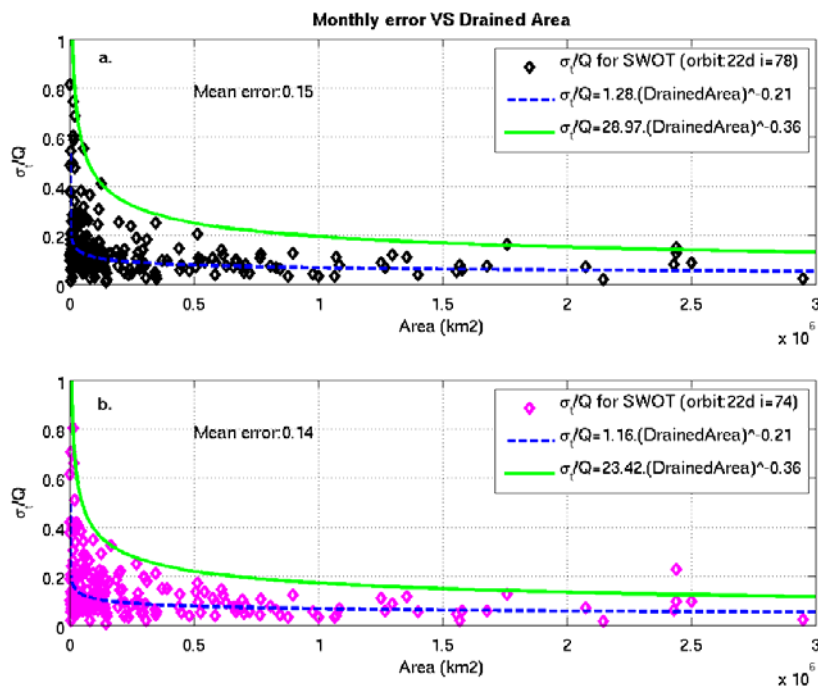


Figure 91. Erreur sur le débit mensuel due à l'échantillonnage temporel de SWOT pour une orbite à 22 jours et une inclinaison à 78° (a.) et à 74° (b.), en fonction de l'aire drainée pour les 216 stations in-situ

Le Tableau 17 présente la moyenne de l'erreur sur le débit mensuel pour l'ensemble des stations in-situ et pour les stations en Arctique (ayant une latitude supérieure à 50°N), pour les orbites à 22 jours (phase nominale) et à 3 jours (phase de calibration) ayant des inclinaisons de 78° et de 74°. De ces résultats, il semble que l'erreur sur le débit mensuel est assez similaire entre les deux inclinaisons, même aux hautes latitudes, où la différence devrait être la plus importante (il faut toutefois noter que la station la plus haute a une latitude de 71°N). Ainsi, malgré le fait que l'inclinaison à 74° améliore le nombre d'observation, son impact sur le débit mensuel est négligeable. De plus, en utilisant le réseau hydrographique HYDRO1k, il est apparu que durant la phase de calibration 39% des fleuves sont vus par SWOT pour une inclinaison de 78°, contre 41% pour une inclinaison de 74° (évidemment en phase nominale tous les fleuves sont observés).

Tableau 17. Moyenne de l'erreur sur le débit mensuel pour les différentes orbites SWOT envisagées (pour toutes les stations in-situ et seulement pour les stations arctiques)

		Erreur sur le débit mensuel	
		Global (216 stations)	Arctique (76 stations)
Phase nominale	78° inclination	15%	18%
	74° inclination	14%	16%
Phase de calibration	78° inclination	3%	4%
	74° inclination	3%	4%

Cette étude permet de montrer que l'erreur moyenne sur le débit mensuel due à l'échantillonnage temporel de SWOT sera aux alentours de 15% pour la phase nominale et de 3% pour la phase de calibration. De plus, il a pu être mis en évidence que le choix entre une inclinaison de l'orbite à 74° ou à 78° affecte peu l'erreur sur le débit mensuel. C'est pourquoi au vue de ces résultats et de la pression des océanographes pour avoir une inclinaison à 78° pour observer l'océan Arctique, il a été décidé lors de la réunion du Science Working Group

de SWOT en janvier 2009, que l'inclinaison de l'orbite SWOT (pour les deux périodes de la mission) serait de 78°.

3.3. Apport de SWOT à l'étude des lacs

Après s'être intéressé aux fleuves, intéressons nous à l'apport de SWOT pour l'étude des lacs. A l'heure actuelle, ne serait-ce que la distribution et le nombre de lacs à la surface du globe sont encore mal connus (Downing et al., 2006). Or SWOT va non seulement fournir un inventaire des lacs à la surface des continents, mais aussi une estimation de leur variation de volume dans le temps. Ceci permettra d'améliorer grandement la connaissance du cycle de l'eau en général et de l'hydrologie des lacs en particulier. Dans l'étude présentée ci-dessous, dans un premier temps une évaluation de la variation du volume annuel de l'ensemble des lacs sur Terre est calculée (section 3.3.1), puis, dans un second temps, en est estimé le pourcentage qui en sera visible par SWOT (section 3.3.2).

3.3.1. Méthodologie

La méthodologie pour calculer la variation annuelle de l'eau stockée dans l'ensemble des lacs terrestres est assez simple : d'une part on utilise une distribution du nombre de lacs classés par taille, puis, pour chaque classe, on estime une variation annuelle de la hauteur des lacs, ce qui permet de calculer la variation de volume d'eau pour tous les lacs dans chaque classe et enfin on fait la somme de toutes les variations individuelles.

Downing et al. (2006) ont dérivé une loi en puissance entre le nombre de lacs et leur superficie en utilisant la base de données GLWD (Lehner et Döll, 2004). Ils ont utilisé les données relatives à 17 357 lacs, à la fois naturels et artificiels, dont la superficie varie de 10 km² à 378 119 km². D'après la loi en puissance qu'ils ont calculée, ils ont pu en déduire qu'il y avait près de 304 millions de lacs qui ont une superficie supérieure à 0,001 km². C'est cette loi en puissance qui a été utilisée dans l'étude présentée dans cette section. La superficie des lacs a été divisée en 71 classes (la plus petite superficie considérée est 0,001 km²). Chaque classe a une taille constante dans l'espace des logarithmes, sauf pour les deux dernières classes (incluant les plus grandes superficies). Ceci a été nécessaire car, pour les grandes superficies, si la taille de la classe est trop petite le nombre de lacs dans la classe est inférieur à un. Ainsi l'avant dernière classe correspond aux lacs ayant une superficie comprise entre 10 000 km² et 100 000 km² (elle comprend 10 lacs) et la dernière aux lacs ayant une superficie supérieure à 100 000 km² (elle comprend un seul lac : la mer Caspienne). La Figure 92 montre le nombre de lacs obtenu pour chaque classe en utilisant la loi en puissance de Downing et al. A chaque classe ont été affecté une superficie moyenne et un nombre de lacs moyen.

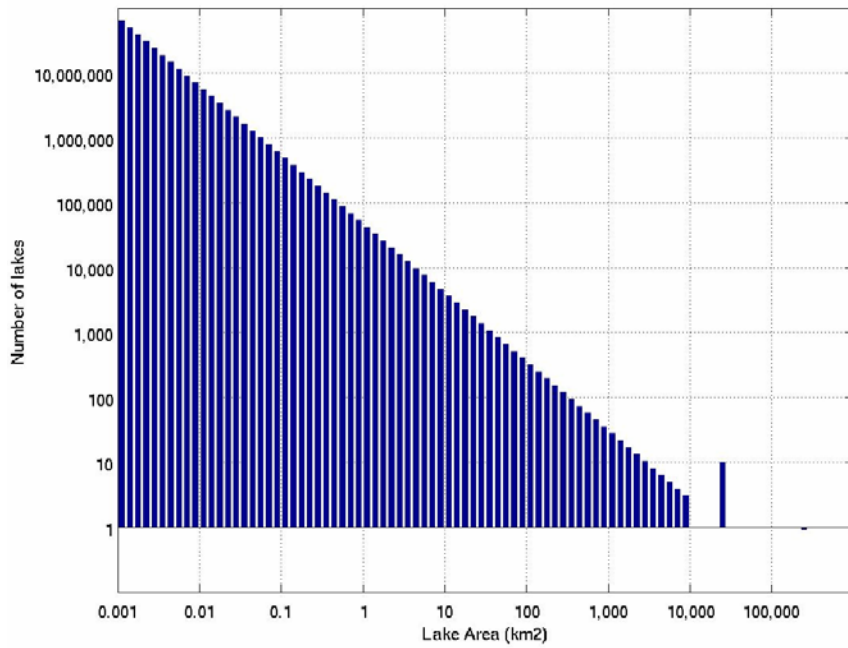


Figure 92. Distribution du nombre de lacs en fonction de la superficie

Pour estimer la variation annuelle du niveau des lacs pour chaque classe, des données in-situ ont été collectées. Ces données proviennent de trois jeux de données différents. Le premier provient de mesures par l'altimètre Topex/Poseidon sur 12 lacs africains (Mercier et al., 2001). Le second jeu de données comprend des mesures in-situ de l'USGS sur 94 lacs Nord Américains. Le dernier jeu de données provient du World Lake Database (WLD, <http://www.ilec.or.jp/database/database.html>), qui fournit la variation annuelle du niveau d'eau pour 118 lacs. La Figure 93 montre la variation annuelle moyenne du niveau d'eau en fonction de l'aire drainée pour les stations de l'USGS (Figure 93.a) et cette variation annuelle en fonction de la superficie moyenne des lacs pour les mesures de WLD (Figure 93.b). De ces graphiques, il apparaît clairement qu'il n'y a pas de corrélation entre la variation annuelle moyenne du niveau des lacs et leur superficie moyenne ou leur aire drainée. Cependant, il a pu être constaté que la variation annuelle moyenne du niveau des lacs peut être considérée comme une variable aléatoire suivant une loi log-normale, comme le montre la Figure 94: la fonction de répartition de la variation annuelle du niveau des lacs est quasiment identique à celle d'une loi log-normale ayant la même moyenne et écart-type. Ainsi la variation annuelle du niveau des lacs peut être calculée pour chaque lac dans chaque classe en utilisant une méthode de Monte-Carlo. Par exemple, pour calculer la variation de volume annuel (dS_i) de l'ensemble des lacs de la $i^{\text{ème}}$ classe, qui comporte N_i lacs ayant une superficie moyenne A_i , on tire N_i réalisations de la variable aléatoire suivant la loi log-normale déterminée à partir des données in-situ. On obtient ainsi un vecteur dH_i contenant une estimation des N_i variations annuelles de niveaux d'eau pour les N_i lacs de la classe i . En supposant que les lacs sont des cylindres, la variation de volume annuel d'un lac n'est autre que la multiplication de la superficie moyenne des lacs de la classe A_i et la variation annuelle de hauteur. Finalement, la variation de volume totale de la classe i (dS_i) n'est autre que la somme de tous les volumes des lacs de la classe (**Eq. 65**).

$$dS_i = A_i \cdot \sum_{j=1}^{N_i} dH_i(j)$$

Eq. 65

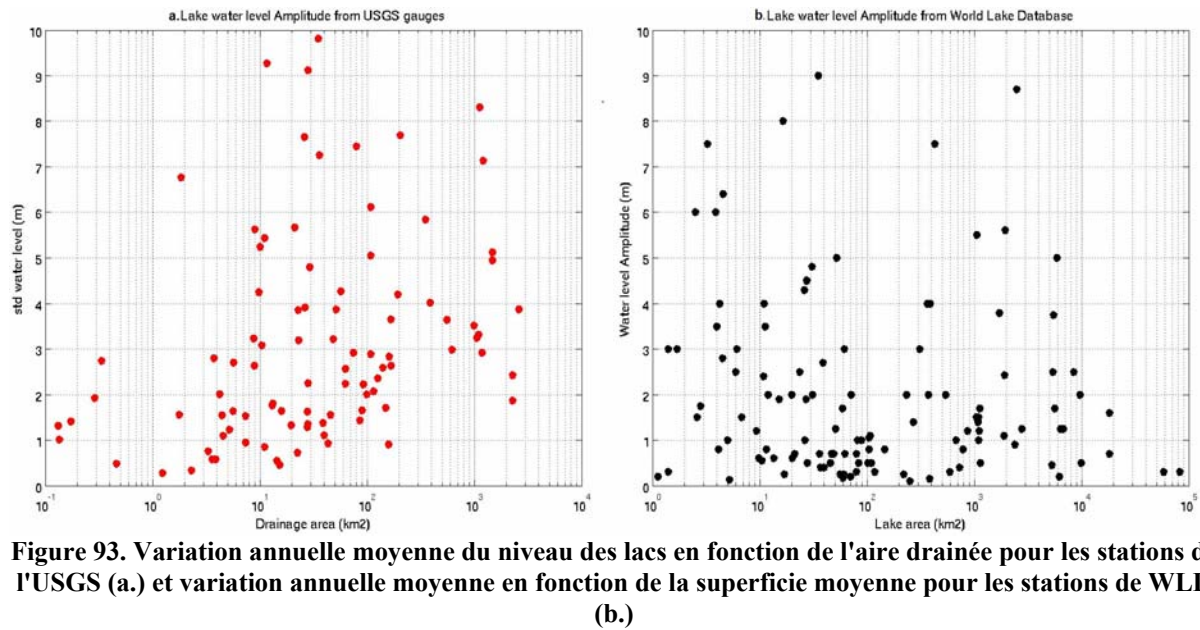


Figure 93. Variation annuelle moyenne du niveau des lacs en fonction de l'aire drainée pour les stations de l'USGS (a.) et variation annuelle moyenne en fonction de la superficie moyenne pour les stations de WLD (b.)

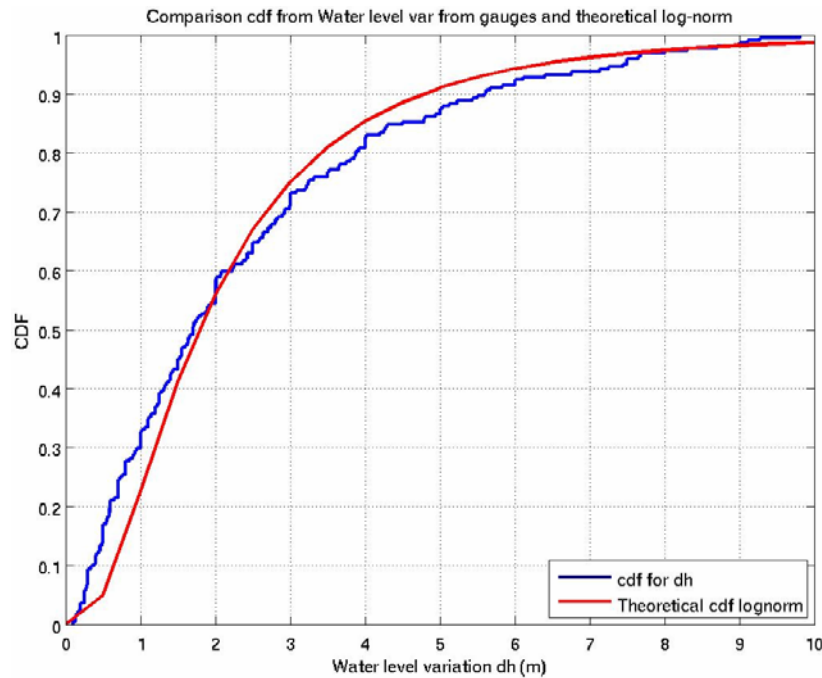


Figure 94. Fonction de répartition de la variation annuelle du niveau des lacs (a.) et fonction de répartition de la loi log-normale ayant la même moyenne et le même écart-type (b.)

3.3.2. Résultats

En appliquant la méthodologie décrite à la section précédente, il apparaît que la variation de volume annuelle de tous les lacs est environ égale à 9 000 km³. De plus, comme il y a plus de petits lacs que de grands lacs, près de 50% de la variation du volume total est due aux lacs ayant une superficie inférieure à 1 km².

La Figure 95 montre une estimation de la variation du volume annuel des lacs cumulé pour chaque classe (en % de la variation de volume totale de tous les lacs). Sur ce graphique est aussi indiquée la variation de volume des lacs qui peut être observée avec les données spatiales actuelles. En effet, pour le moment, la variation du volume des lacs peut être estimée en combinant un calcul de la superficie du lac à partir de données optiques et une mesure de la

variation de hauteur d'eau à partir de données altimétriques. Or ces deux catégories de données spatiales n'ont pas la même résolution en temps et en espace, l'altimétrie ayant la plus mauvaise résolution. Les altimètres nadir ne peuvent observer avec suffisamment de précision les lacs ayant une superficie inférieure à 100 km^2 (Mercier et al., 2001 ; Crétaux et Birkett, 2006). D'après la Figure 95, cela signifie donc que les altimètres nadir ne peuvent mesurer plus de 30% de la variation totale du volume des lacs (car seulement 30% de cette variation est due aux lacs ayant une superficie au-dessus de 100 km^2). Cependant, Alsdorf et al. (2007) ont montré que des altimètres nadir ayant une répétitivité de 10 jours (comme Topex/Poseidon, JASON-1 et 2), de 16 jours (comme Terra) et de 35 jours (comme ERS-1 et 2, ENVISAT) manquent, respectivement, 80%, 73% et 54% des lacs mondiaux. Ainsi, en supposant qu'au mieux les altimètres peuvent observer 50% des lacs mondiaux, on peut en déduire qu'avec les données spatiales actuelles on ne peut pas mesurer plus de 15% de la variation du volume total des lacs.

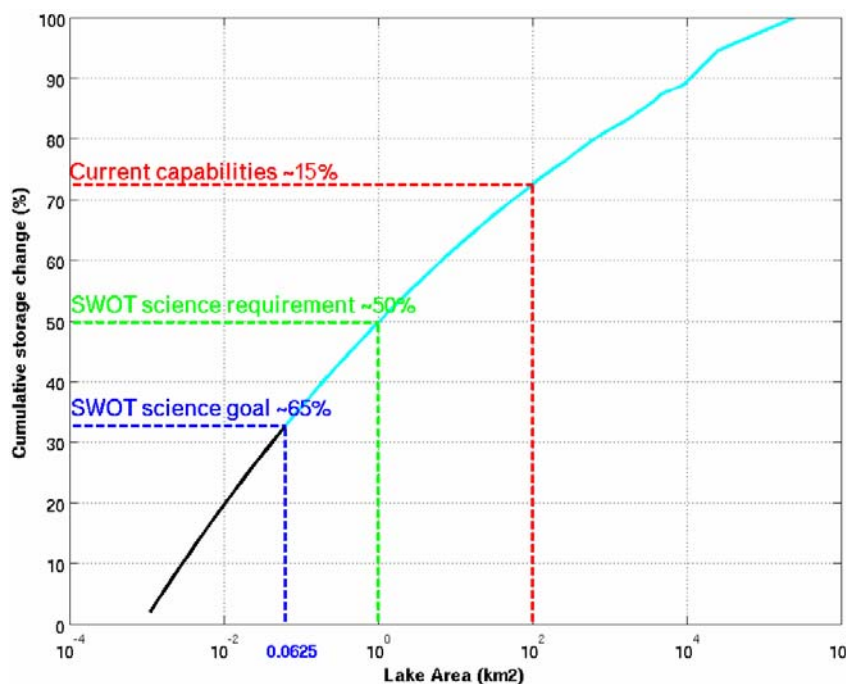


Figure 95. Variation annuelle moyenne du volume des lacs cumulé

La Figure 95 montre aussi le pourcentage de variation de volume de lac qui devrait être observable par SWOT. Si l'on considère que SWOT pourra observer tous les lacs ayant une superficie supérieure à 1 km^2 avec une précision de 10 cm (contraintes scientifiques sur la mission), SWOT devrait pouvoir mesurer 51% de la variation du volume total des lacs (courbe verte sur la Figure 95).

Cependant, SWOT pourra observer des lacs ayant une superficie inférieure à 1 km^2 , même si ce ne sera pas avec une précision de 10 cm. Selon les objectifs des contraintes scientifiques sur la mission, le satellite devrait pouvoir observer des lacs qui ont une surface jusqu'à $250 \times 250 \text{ m}^2$. La précision verticale sur un pixel de $50 \times 50 \text{ m}^2$ est de 1 m et décroît lorsque la superficie observée augmente (l'agrégation de pixels diminue l'erreur instrumentale), mais ne peut pas être inférieure à 10 cm. Pour prendre en compte la précision de SWOT, tous les lacs dans les classes ayant une superficie supérieure à $250 \times 250 \text{ m}^2$ et dont la variation de hauteur est supérieure à la précision SWOT ont été pris en compte. En appliquant cette méthode, il apparaît que SWOT devrait être capable de mesurer plus de 68% de la variation du volume total des lacs (courbe bleue sur la Figure 95).

L'hypothèse principale dans cette étude réside dans le constat que la variation des hauteurs d'eau des lacs suit une loi log-normale. Il est donc important d'au moins vérifier la sensibilité des résultats obtenus aux paramètres de la loi log-normale. Ainsi le pourcentage de variation du volume de lacs observable par SWOT a été calculé pour différentes valeurs de la moyenne (variant de 0,2 m à 4m) et de l'écart-type (variant de 0,2 m à 4 m) de la loi log-normale (Figure 96). La Figure 96 montre le pourcentage de variation du volume des lacs observable par SWOT en supposant que la taille de lac minimum observable par SWOT est de 250x250 m² (graphique du haut) ou bien de 1 km² (graphique du bas). Sur chaque graphique, le carré noir correspond à la valeur de la variation de volume observable par SWOT en utilisant les paramètres de la loi log-normale obtenus à partir des données in-situ (i.e. une moyenne de 2,4 m et un écart-type de 2,1 m). D'après ces graphiques, on peut remarquer que l'estimation de la variation du volume des lacs observable par SWOT est assez robuste à une variation raisonnable des paramètres de la loi log-normale, ce qui renforce la confiance dans les résultats obtenus.

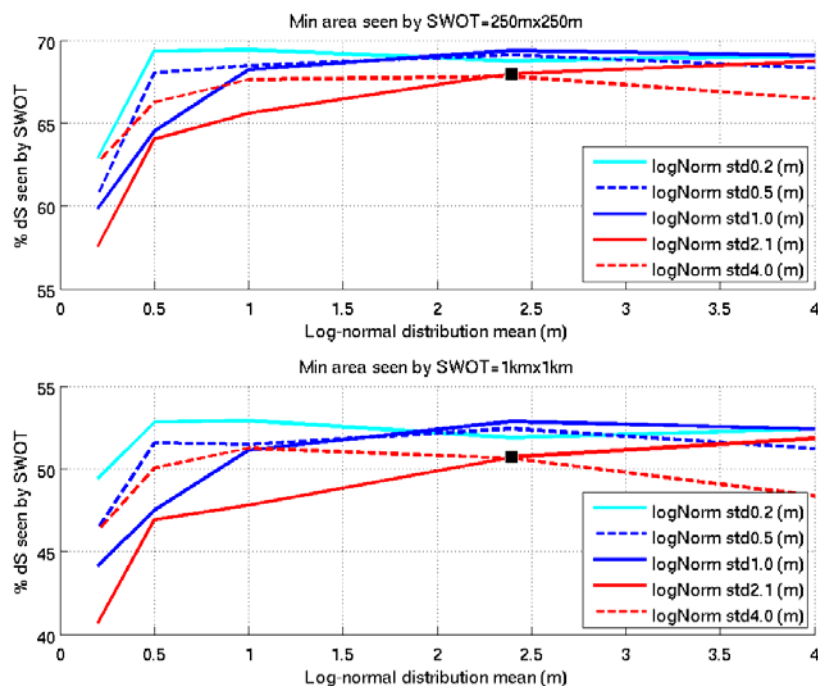


Figure 96. Evolution de la variation de volume des lacs observable par SWOT pour différentes valeurs de la loi log-normale régissant la variation de hauteur d'eau des lacs

Une autre importante source d'erreur est la loi en puissance utilisée pour calculer le nombre de lacs dans chaque classe. Downing et al. (2006) ont montré que le nombre de lacs ayant une grande superficie est plutôt bien connu, par contre le nombre de petits lacs (en particulier ceux ayant taille inférieure à 10 km²) est beaucoup plus difficile à estimer. Pourtant ce sont ces petits lacs qui contribuent le plus à la variation globale du volume des lacs.

Enfin en utilisant la base de données de GLWD (Lehner et Döll, 2004), il a pu être montré que pour la phase de calibration, SWOT devrait pouvoir observer 45% et 49% de la superficie de tous les lacs mondiaux pour une orbite ayant une inclinaison de 74° et de 78°, respectivement. Ainsi, pour l'observation des lacs, tout comme pour les fleuves, les deux inclinaisons devraient fournir des résultats assez similaires.

3.4. Conclusion

Au cours de ce chapitre nous avons montré l'apport de SWOT à l'hydrologie continentale en essayant de caractériser les produits qui pourront être dérivés des données SWOT. Pour les fleuves, la variable hydrologique la plus utilisée est le débit. C'est pourquoi un bilan d'erreur préliminaire sur le calcul du débit à partir des données SWOT a été mis en place. L'utilisation de courbes de tarage et la prise en compte seulement des erreurs de mesure SWOT et de modélisation ont permis de montrer qu'on devrait être capable d'estimer un débit moyen à partir des données SWOT pour des fleuves ayant une profondeur de plus de 1 m avec une erreur inférieure à 30%. Cependant, les courbes de tarage ne s'appliquent pas à toutes les situations (notamment lors d'écoulements transitoires). L'utilisation de l'équation de Manning devrait permettre d'estimer le débit avec plus de précision. Cependant, pour être utilisée, des données extérieures à la mission (élévation moyenne du lit des fleuves et coefficient de Manning) devront être estimées avant que le satellite ne soit lancé. Ceci constitue une priorité pour les équipes scientifiques travaillant sur SWOT. L'impact sur le débit mensuel de l'erreur due à l'échantillonnage temporel de SWOT a aussi été analysé (mais cette erreur a été considérée de façon indépendante de l'erreur sur l'estimation du débit instantané). Il a été montré que cette erreur diminuait avec l'aire drainée et que pour une aire drainée supérieure à 6 900 km², l'erreur sur le débit due à l'échantillonnage temporel de SWOT devrait être inférieure à 20%. Ainsi, il a été montré qu'il était possible d'estimer le débit à partir des données SWOT avec une précision acceptable. L'un des gros apports de SWOT devrait être la possibilité de fournir des cartes de débits mensuels (voir même avec une meilleure résolution temporelle) pour l'ensemble des rivières et fleuves mondiaux ayant une largeur supérieure à 100 m.

L'apport de la mission pour l'étude des lacs a aussi été mis en évidence. Une méthodologie simple a permis de calculer que la variation annuelle totale du volume des lacs (ayant une superficie supérieure à 0,001 km²) à l'échelle globale est de l'ordre de 9 000 km³. Les données spatiales actuelles ne peuvent en observer, au mieux, que 15%. Selon notre estimation SWOT, quant à lui, devrait pouvoir en mesurer entre 50% et plus de 65%.

Ainsi, il est indéniable que la mission SWOT apportera énormément à l'étude des eaux de surfaces (notamment pour estimer le débit des fleuves et la variation du volume des lacs). Cependant, des études plus approfondies sont requises pour mieux quantifier les bilans d'erreurs des produits hydrologiques dérivés de SWOT. Notamment en prenant en compte d'autres sources d'erreurs sur la mesure SWOT (erreur de roulis, erreur due à la traversée de la troposphère, de l'ionosphère, erreur sur la détermination du masque d'eau, ...) et sur les variables extérieures (élévation du lit du fleuve, coefficient de Manning) nécessaires pour calculer les produits hydrologiques.

Preliminary characterization of SWOT hydrology error budget and global capabilities

S. Biancamaria ^{1,*}, K. M. Andreadis ², M. Durand ³, E. A. Clark ², E. Rodriguez ⁴, N.M. Mognard ¹, D. E. Alsdorf ^{3,5}, D. P. Lettenmaier ², Y. Oudin ¹

¹ Université de Toulouse ; UPS (OMP-PCA) ; LEGOS ; 14 Av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France.

² Department of Civil and Environmental Engineering, University of Washington, Seattle, Washington, USA.

³ Byrd Polar Research Center, Ohio State University, Columbus, Ohio, USA.

⁴ Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California, USA.

⁵ School of Earth Sciences, Ohio State University, Columbus, Ohio, USA.

* Corresponding author. Mailing address: LEGOS, 14 av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse, FRANCE. Tel.: +33 5 61 33 29 30 ; fax: +33 5 61 25 32 05. Email: sylvain.biancamaria@legos.obs-mip.fr (S. Biancamaria)

Abstract:

River discharge and lake water storage are critical elements of land surface hydrology, but are poorly observed globally. The Surface Water and Ocean Topography (SWOT) satellite mission will provide high-resolution measurements of water surface elevations with global coverage. Feasibility studies have been undertaken to help define the orbit inclination and repeat period. Preliminary error budgets have been computed for estimating instantaneous and monthly river discharge from SWOT measurements (errors are assumed uncorrelated).

Errors on monthly discharge due to SWOT temporal sampling were estimated using gauges and their observation times for two SWOT orbits with different inclinations (78° and 74°). These errors have then been extrapolated to rivers globally. The 78° and 74° orbital inclinations allow a good sampling frequency, avoid tidal aliasing and cover almost all the continental surface. For a 22 day repeat orbit, a single point at 72°N is sampled 11 and 16 times during one repeat period for the 78° and 74° inclination orbit, respectively. Errors in instantaneous discharge are below 25% for rivers wider than 50 m (48% of all rivers). Errors in monthly discharge are below 20% for rivers with drainage areas larger than 7 000 km² (34% of all rivers).

A rough estimate of global lake storage change has been computed. Currently available satellite nadir altimetry data can only monitor 15% of the global lake volume variation, whereas from 50% to more than 65% of this variation will be observed by SWOT, thus providing a significant increase in our knowledge of lake hydrology.

Keywords: surface water ; SWOT mission ; river discharge ; lake storage change ; error.

1. Introduction

Surface and atmospheric water represents 0.4% of the world's freshwater and 0.01% of the total water on earth, respectively. Freshwater lakes and reservoirs account for 74.5% of surface water ; 1.8% resides in rivers ; and the remainder is found in wetlands, soil, plants and animals [1]. Rivers and lakes are a key component of the continental hydrological cycle and are societally important. Between 1996 and 2005, about 80% of all natural disasters were of meteorological or hydrological origin [2]. Since 1960, a significant rise of water-related extreme events (such as floods and windstorms) has occurred [2]. These events dramatically affect human societies ; between 2000 and 2004, more than 1.5 billion people were affected by 1,942 water-related disasters. During the last decade, economic losses due to such disasters have been estimated at \$446 billion [2]. These extreme events are very challenging to predict.

Surface freshwater measurements are limited mostly to in situ networks of gauges that record water surface elevations at fixed points along river channels. The spatial distribution of gauges around the world is far from homogenous, especially in developing nations [2]. Gauge networks are implemented at the national level, and data availability depends on national policy. Measurement accuracy is highly dependent on the method used and the state of the river itself (gauge measurement accuracies decrease significantly during flood events and gauges can be affected by external factors). Finally, when and where gauge time series are available, they suffer from gaps in record, differences in processing and quality control [3].

Globally, the spatial and temporal distribution of water stored on the land surface and moving through river channels is known only crudely. Water movement in wetlands and across floodplains throughout the world is essentially unmeasured, significantly limiting our understanding of flood processes. Satellite data can be used to complement in-situ networks [4]. The height of water in rivers and lakes can be measured from nadir altimeters (ERS-1/2,

JASON-1/2, TOPEX/Poseidon), and water masks can be derived from optical data (Landsat, MERIS, MODIS, SPOT) and SAR (Synthetic Aperture Radar) data. The main limitations of existing satellite datasets are their temporal revisit periods (10 to 30 days for altimeters) and their spatial resolutions (for nadir altimeters, rivers must be wider than 1 km and their coverage has large gaps).

In the near future, new satellite missions will be launched to measure different components of the hydrological cycle: snow pack (Cold Regions Hydrology High-resolution Observatory, CoRe-H2O mission and Deformation Ecosystem Structure and Dynamics of Ice, DESDynI mission), soil moisture (Soil Moisture Active-Passive, SMAP mission and Soil Moisture and Ocean Salinity, SMOS mission), gravity field and large-scale water movement (Gravity Recovery and Climate Experiment II, GRACE-II mission) and surface water (Surface Water and Ocean Topography, SWOT mission). These missions will greatly increase our knowledge of continental hydrology. Wide swath altimetry measurements made by the SWOT satellite mission will provide the potential for high-resolution characterization of water surface elevations and will contribute to a fundamental understanding of the global water cycle by providing global measurements of terrestrial surface water storage changes and discharge, which are critical for present and future climate modelling. The SWOT mission ([4], [5]) benefits from the strong heritage of the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, [6]), which occurred in February 2000 and allowed to compute the highest-resolution digital elevation model of the Earth, and the Wide Swath Ocean Altimeter (WSOA, [7]), which was initially planned to be implemented on JASON 2, before being cancelled.

The study presented here focuses on surface water hydrology that will be derived from the SWOT mission. It aims at developing a methodology to estimate the impact of different sources of error on the products that will be delivered by the SWOT mission. This satellite is not a gauge replacement mission and should be seen as powerful complement to in-situ networks. Previous studies ([4], [8]) have reviewed which hydrologic parameters can be measured with available satellite data and associated accuracy ; this paper presents quantitative error estimates associated with the SWOT satellite mission. Different errors will affect SWOT data and the derived discharge: errors due to the satellite itself (instrument noise, roll angle error, phase error, error due to the orbit, to the spatial and temporal resolution, etc.), due to media delay error (ionosphere and wet troposphere errors) and due to ancillary data to estimate discharge (river bathymetry, etc.). The study presented here focuses only on few of them: error on the measured water elevation (assumed to be equal to a 10 cm error as requested in the science requirements, with no systematic bias, which results from different source of errors like instrumental noise, media delay, etc.) and due to the temporal sampling. Moreover, for simplicity and better understanding of their impact, these two types of errors are considered separately, even if in reality they will occur at the same time and impact each other.

2. The SWOT mission

2.1. Presentation of the mission

The SWOT mission will provide high-resolution measurements of water surface elevations over the ocean and continental surface water bodies. The main satellite payload is the Ka-band Radar Interferometer (KaRIN), a wide swath radar interferometer. Two antennas separated by a 10 m boom will observe two ground swaths of 60 km on each side of the nadir separated by 20 km (Figure 1). The distance between the two swaths will be partially covered by the measurements from a nadir altimeter. The intrinsic pixel resolution will vary from 60 m (near range) to 10 m (far range) across-track and will be around 2.5 m along-track (yet, this

value will be a function of decorrelation time). The satellite is currently planned to be launched between 2013 and 2016 [9].

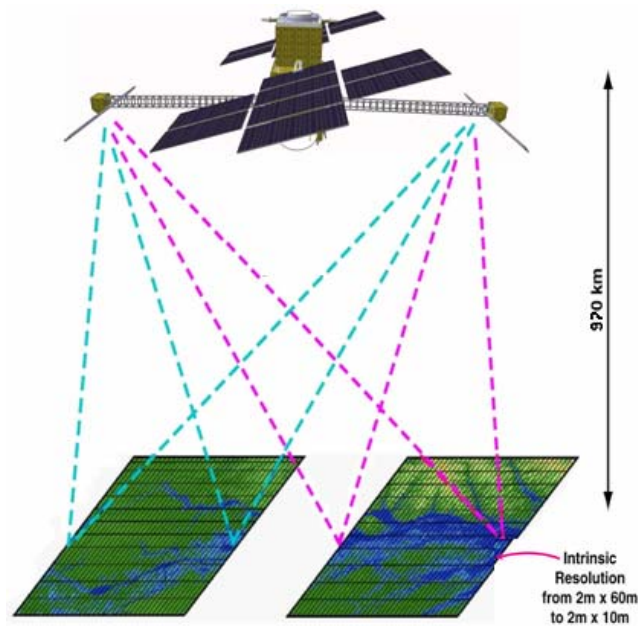


Figure 1. Conceptual view of the SWOT mission (courtesy of CNES)

Over continents, the vertical accuracy for the water height measurements will be 10 cm for a 1 km² pixel and the relative error on water body area estimated using SWOT water mask will be smaller than 20% of the total water body area (SWOT science requirements). Table 1 summarizes SWOT design parameters and science requirements for the hydrology mission. Classical altimeters like TOPEX/Poseidon or JASON 1 and 2 can only observe the water surface along their nadir, leading to 1D along track observations, which miss large portions of rivers, lakes and wetlands [4]. SWOT will provide 2D maps of water elevation with no gap during its nominal phase at an unprecedented horizontal resolution.

Table 1. SWOT design parameters and scientific requirements for the hydrology mission

Orbit	Altitude	970 km
	Inclination	78° (74°)
	Repeat period	22 days (nominal phase)
	Other	Non-sun synchronous
KaRIN instrument (SWOT main payload)	1 swath coverage	60 km
	Total coverage	140 km
	Nadir gap	20 km
	Frequency	35.6 GHz
	Mast length (baseline)	10 m
	Along-track resolution	2.5 m
	Across-track resolution	10 m to 60 m
Scientific requirements on the SWOT mission	Minimum water body area seen	250 m ²
	Minimum river width seen	100 m
	Height accuracy	<10 cm (over 1 km ²)

	Slope accuracy	1cm/km (over 10 km)
	Water mask area error	<20% of the total water body area
	Minimum life time	3 years
	Data collect constraint	90% of the orbit coverage during 90% of the time
	Calibration phase	3 months on a 3-day repeat orbit

2.2. SWOT Orbits

The nominal lifetime of the mission is three years. The first three months will be a calibration-validation period (called ‘fast sampling phase’), and the remaining time will correspond to the nominal phase of the mission. The nominal phase is a 22-day repeat orbit, which will yield a global coverage of the earth. The fast sampling phase corresponds to a 3-day repeat orbit, allowing a more frequent revisit time but with incomplete global coverage (Figure 2). The altitude of both orbits is approximately 970 km.

In this study, both 74° and 78° orbital inclinations have been considered. These two inclinations have been selected as they allow a good sampling frequency, avoid tidal aliasing and cover almost all the continental surface (except the most northern part of Greenland). The main difference between these two inclinations is the coverage at high latitude (Figure 2). The 74° inclination yields more frequent revisits of the arctic basins ; the 78° inclination samples more of the high latitude oceans and ice sheets. This work analyzed the differences in the error budget for continental hydrology as a function of the orbit inclination and repeat period.

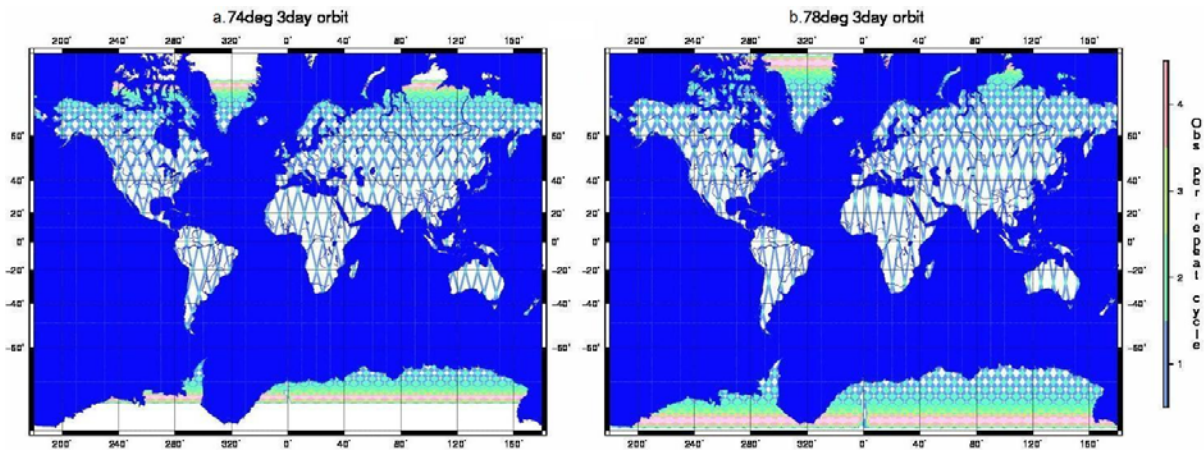


Figure 2. Ground tracks of the SWOT fast sampling phase with a 160km swath for a 74° (a.) and a 78° (b.) orbit inclination

3. Rivers

Two primary sources of error associated with estimating discharge from SWOT measurements have been considered: 1) the impact of the SWOT measurement error on the instantaneous derived discharge product, and 2) the impact of the SWOT time sampling on the monthly discharge estimates (an hydrologic quantity frequently used for seasonal studies).

3.1. Datasets

To study the impact of SWOT measurement errors on estimates of instantaneous discharge, in-situ daily measurements of both discharge and water height measurements are required. A total of 74 gauges, in major river basins that represent a variety of hydroclimatological environments worldwide (Figure 3), were found to comply with the needs of the study (i.e. with both discharge and water height measurements). These datasets were obtained from the USGS (United States Geological Survey, [10]) for North America, the ANA (Agencia Nacional de Aguas, [11]), HyBAm (Hydro-geodynamique actuelle du Bassin Amazonien, [12]) for South America and the IWM (Institute of Water Modelling, Bangladesh, [13]) for gauges on different rivers in Bangladesh.

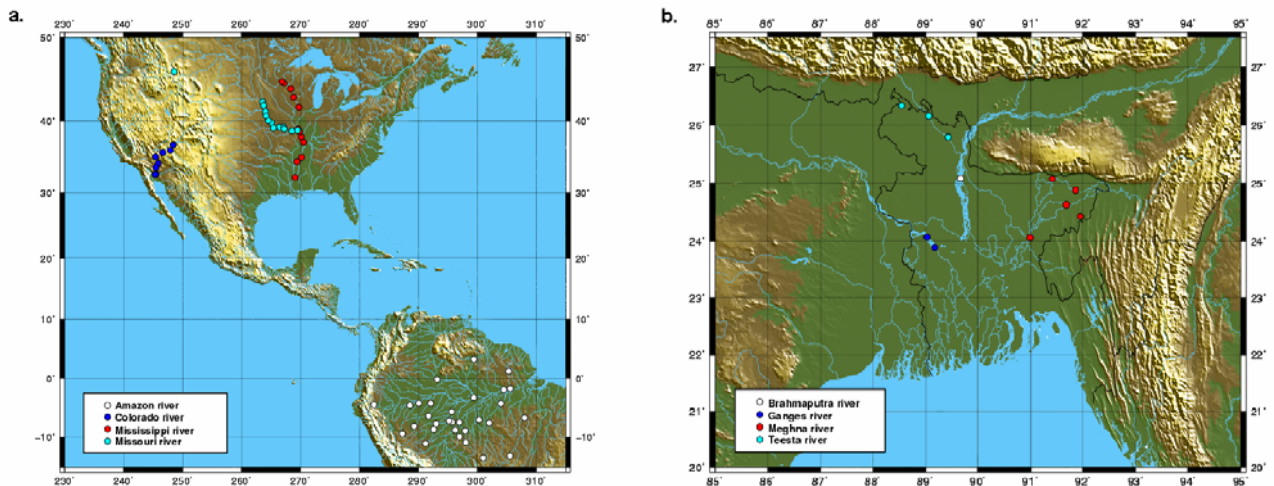


Figure 3. Gauges, with daily discharge and stage time series, used in the study presented in section 3.2. The data come from USGS, ANA, HyBAM and IWM. 64 gauges are located in America (a.) and 10 in Bangladesh (b.)

To analyze the impact of the SWOT temporal sampling on monthly discharge estimates, daily discharge time series on rivers with different hydrological regimes have been used. 216 in-situ daily discharge time series, with no gaps for at least two years, have been obtained from different institutions: USGS for North America gauges, ANA and HyBAm for gauges in the Amazon basin, ArcticRIMS (Arctic Rapid Integrated Monitoring System, [14]) for Arctic gauges and GRDC (Global Runoff Data Centre, [15]) for all the other gauges. Gauge locations are shown in Figure 4.

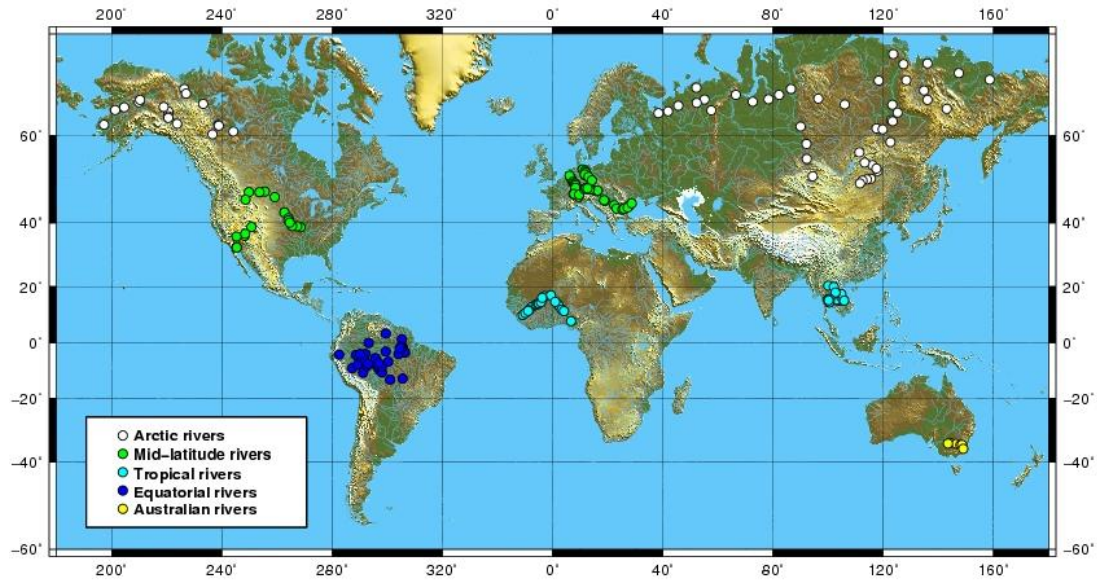


Figure 4. Gauges, with daily discharge time series with no gaps, used in the study presented in section 3.3. The data come from USGS, GRDC, ANA and HyBAM

In-situ data used in these two studies have been measured on natural rivers but also on rivers which could be impacted by human activity (especially for mid-latitude rivers). At least no data on artificial canal have been used and all data have a seasonal cycle with some interannual variability.

In order to plot SWOT errors derived from gauges along a global river network (see section 3.2.2 for more details), the HYDRO1k dataset has been used (<http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/hydro/>). It is a globally consistent hydrologic derivative dataset developed by the USGS, based on the world GTOPO30 DEM (30 arc-second digital elevation model) and includes elevation data, compound topographic index, slope, flow direction, flow accumulation, drainage basins and streams.

3.2. Instantaneous discharge error estimate

3.2.1. Methodology

Discharge estimates are derived from SWOT's accurate measurements of the water surface elevation. The error associated with the instantaneous discharge estimates depends on the model used to derive discharge from water surface elevation. In this study, the relationship between water elevation measured by SWOT (H_{SWOT}) and discharge (Q) has been modelled by a power law (equation 1) with constant parameters (b , c and H_0). Note that other more complex techniques have also been investigated by previous studies to convert water height to discharge, like assimilating SWOT measurements in hydraulic model ([16], [17]).

$$Q = c \cdot (H_{SWOT} - H_0)^b \quad \text{eq. 1}$$

In equation 1, H_0 is the water elevation of the effective zero flow (close to the elevation of the river bed). This equation is frequently used to derive discharge from in-situ stage measurements in operational hydrology [18]. In this study, it has been assumed that the rating curve does not vary in time. This is a limitation of the methodology used, as the coefficients of the power law are dependent on the hydraulic flow regime (magnitude of flow from high to low), transition between gradually varied flow and rapidly varied flow, vegetation growth, change in channel shape, Nevertheless, previous remote sensing studies have also successfully used rating curves to convert water elevation measured from nadir altimetry to estimate discharge, with error on the instantaneous discharge below 20% ([19], [20], [21],

[22]). These methods require using in-situ discharge measurements located near the satellite ground tracks to compute rating curves between in-situ discharge and satellite measured water height.

Our goal is to express the error on instantaneous discharge as a function of the error in the SWOT measurement. If H_0 is assumed to be known, the error on the river depth $D = H_{\text{SWOT}} - H_0$ is only due to the error on the SWOT measurement, H_{SWOT} . Assuming that the error on the discharge (Q) is due to independent errors in D and in the model for Q , the error on the discharge can be written as follows:

$$\delta Q = \frac{\delta Q(D)}{\delta D} \delta D + \varepsilon_Q \quad \text{eq. 2}$$

where ε_Q is the model error, assumed to be independent from the measurement error, δD . In evaluating the predictive power of various physical quantities to estimate discharge, Dingman and Sharma [23] and Bjerklie et al. [24] showed that model errors are approximately multiplicative. Therefore, model error can be modelled as follow:

$$\varepsilon_Q = \eta \cdot Q \quad \text{eq. 3}$$

where η is the fractional model error. From equation 1, the partial derivative is:

$$\frac{\delta Q}{\delta D} = b \cdot \frac{Q}{D} \quad \text{eq. 4}$$

From equations 2 to 4, a simple prediction for the fractional discharge error is:

$$\frac{\sigma_Q}{Q} = \sqrt{\eta^2 + \left(b \frac{\sigma_D}{D}\right)^2} \quad \text{eq. 5}$$

For the rest of this study, the error in river depth estimation (σ_D) is assumed to be equal to the SWOT measurement error and is set to 10cm, the required precision of the KaRIN instrument. Equation 4 is obtained assuming that the coefficients of the rating curve are constants, which is a main limitation of the methodology used.

3.2.2. Results

As described in Appendix A, discharge and water height time series from the gauges presented in Figure 3 has allowed us to estimate the fractional model error η as 0.2 and the b coefficient as 2.0. Consequently SWOT discharge error (σ_Q/Q) can be computed globally using equation 5 and the river characteristics derived from HYDRO1k. First, however, river depth D must be estimated for each HYDRO1k river segment. This can be done by using drainage area estimates associated with HYDRO1k. Indeed, a power law relationship between drainage area and mean discharge has been derived using 19,589 GRDC gauges globally. Each continent was partitioned into 9 large-scale basins according to the Pfafstetter system [25] and different regression relationship was developed for each basin. Moreover, river depth for each river segment was then estimated from the mean discharge using a power law relationship from Moody and Troutman [26]: $D = 0.27 \cdot Q^{0.39}$ (the 95% confidence intervals for the exponent and the multiplicative coefficients are [0.38 ; 0.40] and [0.12 ; 0.63], respectively). The Moody and Troutman's regression was obtained with discharge data close to the mean annual value. Figure 5 shows a map of the estimated errors in instantaneous SWOT discharge estimates for South America (for discharge values around their annual mean). For most of the rivers globally, discharge error is between 20% (the minimum error, due to rating curve model used) and 30%.

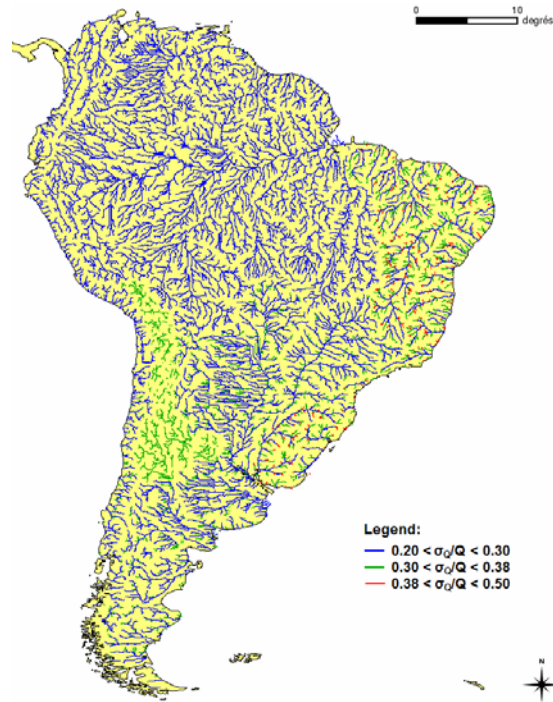


Figure 5. Fractional discharge error (σ_Q/Q) over South America

Based on the work presented here (applying equation 5 with the fractional model error η equal to 0.2 and the b coefficient equal to 2), it has been established that for rivers deeper than 0.9 m, the error in the instantaneous discharge will be below 30%. For rivers deeper than 1.3 m, the error will be below 25% (see appendix A and especially figure A.3 for an estimation of the sensitivity to the b coefficient).

3.3. Sampling issues

3.3.1. Methodology

The number of SWOT revisits per 22 day repeat orbit will be a function of latitude, ranging from twice at the equator to more than ten times at high latitudes for the nominal phase of the mission. Thus, while SWOT measurements will not provide daily discharge estimates, they will be utilized to provide weekly, monthly, and seasonal discharge estimates. The accuracy of these estimates will depend on temporal sampling ; for instance, monthly discharge estimates will likely be more accurate for a river with six revisits per 22 day repeat orbit than for a river with two revisits. For example, for a location where a river is sampled twice in the 22-day repeat cycle, if both overpasses occurred during flood stage, an overestimation of the monthly discharge based on these observations will occur. Likewise, in some cases, SWOT may completely miss some events, leading to an error in estimates of maximum or minimum monthly discharge. This study assesses these errors using daily in-situ measurements from 216 river gauges around the world (Figure 4). For simplicity and better understanding of the impact of temporal sampling error, it is assumed that SWOT measurements have already been converted to discharge data and error on the instantaneous estimation of discharge is not taken into account, even if in reality they will impact each other. This assumption is made because in-situ discharge time series are much more readily available than those of water height. Since the errors on the monthly discharge are expressed in percentage, the results should be fairly similar for water height. Moreover, error on estimating discharge from SWOT measurements is characterized in the previous section.

First, SWOT observation times were determined for each of the 216 gauges in the dataset. Then, monthly discharge was estimated from both the entire time series of daily measurements (defined as the ‘true’ monthly discharge, Qm_d) as well as from the discharge only at SWOT measurement times (defined as the SWOT monthly discharge, Qm_{SWOT}). Thus, the error due to SWOT time sampling is given by equation 6.

$$\frac{\sigma_t}{Q} = \frac{std(Qm_d - Qm_{SWOT})}{mean(Q_d)} \quad \text{eq. 6}$$

3.3.2. General considerations in discharge sampling

In the previous section, the daily discharge is assumed to be representative of the truth for computing monthly and seasonal discharge variability while many hydrologic events (like rain events) occur at sub-daily time scales. To investigate this issue, sub-daily discharge variability in readily-available datasets was characterized. Hourly discharge time series for 122 gauges on the Ohio River and its tributaries (in Ohio, West Virginia and Kentucky states) were obtained from the USGS [10] (the shortest time series has a 1 year length and the longest has an 18 years length). A Fourier transform was performed for each gauge and the integrated variance for frequencies above 1/1day was computed as a percentage of the integrated variance for the frequencies above 1/365day. The variance is the square of the Fourier transform norm and the integrated variance for frequencies above 1/Xday is the integral of the variance over all periods below X days. Figure 6.a shows the value of this variance for each gauge as a function of drainage area. The variance contained in periods shorter than one day increases when the drainage area decreases. This is intuitively consistent with the idea that smaller river basins are more sensitive to individual precipitation events.

The intrinsic SWOT pixel horizontal resolution is 50m, so the minimum river width seen by SWOT will be around 50m. The variance included in the periods below one day as a function of the mean river width at each gauge location is shown in Figure 6.b. The mean river width was derived from the drainage area by using a power law relationship, estimated for river width (derived from Landsat images) and drainage area at USGS gauge locations for the whole Ohio basin. The relationship used to calculate width is given by: $Width = 1.62 Area^{0.48}$ ($r^2 = 0.96$). Of the 122 gauges used, only 20 have a river width above 50m, for which the variance included in periods below one day is uniformly less than 1 % (Table 2). The variance included in the periods shorter than 3 days, 5 days, 10 days and 20 days was also computed (Table 2). These results strongly suggest that daily data can be used as “truth” for rivers wider than 50m. A 5-day temporal sampling should be adequate to study river discharge, at least for the Ohio and for rivers wider than 50m, as periods greater than 5 days include 94% of the variance.

Table 2. Mean, median and maximum variance contained in frequencies above 1/1day, 1/3day, 1/5day, 1/10day and 1/20day for the 20 stations on the Ohio river with a width (W) above 50m

	Energy (% of total energy for frequencies > 1/365day)		
	Mean (20 gauges W > 50m)	Median (20 gauges W > 50m)	Maximum (20 gauges W > 50m)
Frequencies > 1/1day	0.3	0.2	1.1
Frequencies > 1/3day	2.3	2.0	6.2
Frequencies > 1/5day	6.0	6.2	14.4
Frequencies > 1/10day	17.8	18.8	38.8
Frequencies > 1/20day	34.8	34.6	58.2

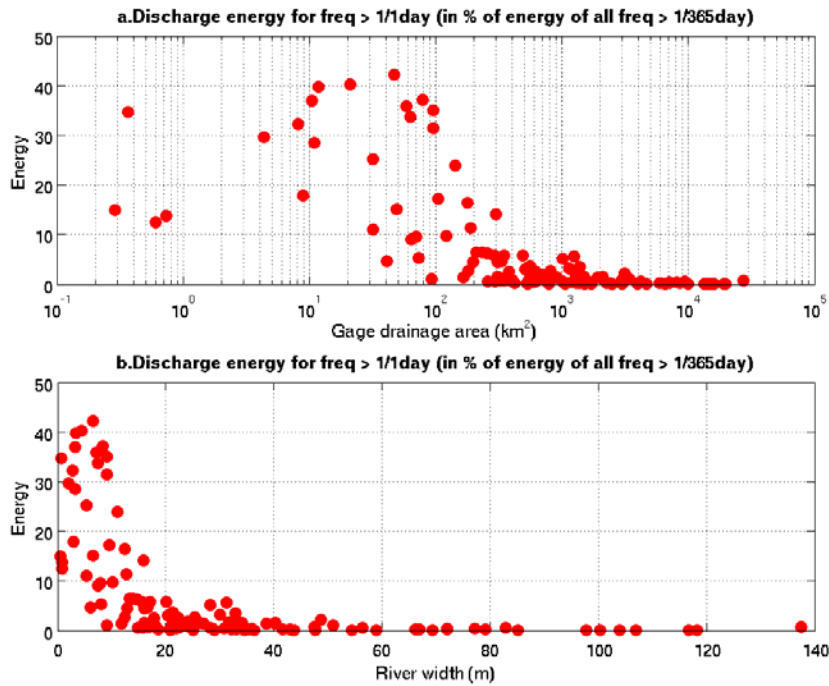


Figure 6. Variance contained in frequencies above 1/1day in % of variance included in frequencies above 1/365day for 122 gauges on the Ohio river and its tributaries (discharge time series from USGS) versus drainage area (a.) and the river width (b.)

To investigate this last result, the methodology described in section 3.1 (with daily discharge as truth) has been applied to a 5-day, 10-day and 20-day sub-sampling (which are regular samplings, unlike the SWOT irregular samplings). The mean error on the monthly estimate for the 216 gauges is equal to 6%, 14% and 26% for the 5-day, 10-day and 20-day sub-sampling, respectively. A 5-day sampling, for river width above 50m, gives fairly similar information compared to daily discharge. A 10-day sub-sampling leads to error on the monthly discharge around 15%. A sampling above 10 days is too coarse to give an accurate estimate of the monthly discharge.

3.3.3. SWOT temporal sampling

The methodology described in section 3.3.1 was applied to orbits with 74° and 78° inclinations for both the nominal and the fast sampling phase (i.e., for four orbits, total). Three different analyses were performed. Firstly, we calculated the number of times each gauge location was sampled, and characterized the relationship between the number of revisits and latitude. Secondly, we calculated monthly discharge error, and characterized these errors with the upstream contributing area of the river measured by the gauge. Thirdly, we summarized the monthly discharge error ; the first two analyses were performed for the nominal phase only, and the third analysis was performed for both nominal and fast-sampling phase. All analyses were performed for both 74° and 78° inclination orbits. Figure 7 shows the histogram of the number of observations at the 216 gauges during one repeat period (i.e. 22 days) for the 78° (Figure 7.a) and 74° (Figure 7.c) inclinations. For both orbits, the median number of observations per 22 days is 3. For the 78° and 74° orbital inclinations, respectively 35.3% and 33.8% of gauges are seen twice (the minimum number of observations) per repeat period. Figures 7.b and 7.d show the number of observations for each gauge as a function of latitude for the 78° and 74° inclinations, respectively. It is important to remember that the

choice of inclination will primarily impact the high latitude gauges. SWOT sampling is not uniformly distributed in time during one repeat period. Depending on gauge location and orbital inclination, some gauges may be observed twice in two consecutive days and then not be sampled again for the next 10 days, therefore affecting the monthly discharge error. On average, the maximum time between two observations is 13 days for both orbits.

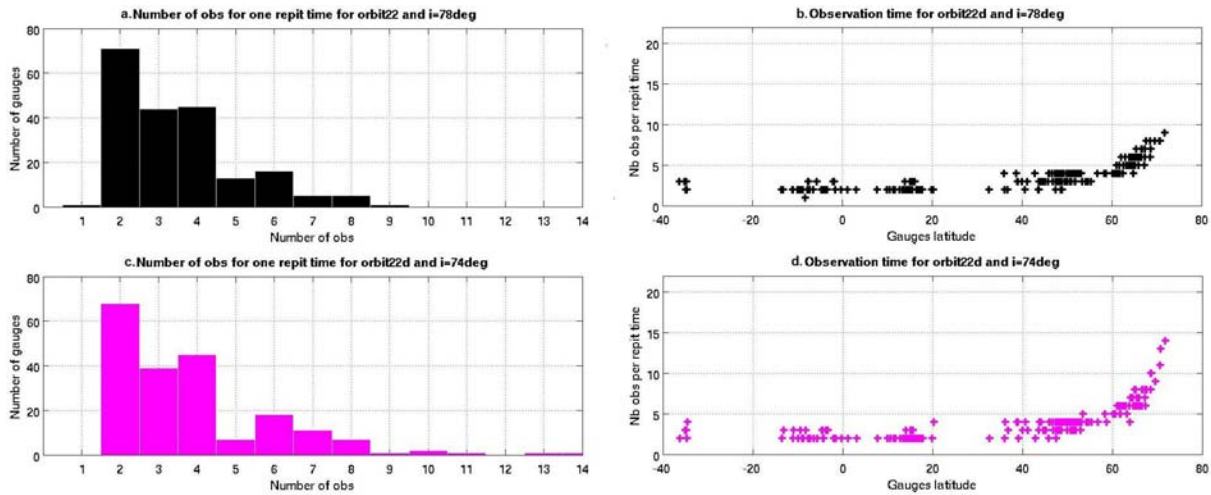


Figure 7. Number of gauges per number of observation and number of observation versus gauge latitude for 22 day repeat orbit at 78° inclination (a. and b., respectively) and at 74° inclination (c. and d.)

Monthly discharge errors have been plotted as a function of the river drainage area for each gauge location (see Figure 8 for the nominal phase). For the nominal phase the mean monthly discharge error is 15% for the 78° inclination orbit and 14% for the 74° inclination orbit. From these plots, it is also possible to fit the mean and the maximum error on the monthly discharge as a function of drainage area (dashed blue and solid green curves, respectively, Figure 8). The fit to the maximum error was estimated by least-squares error minimization under the constraint that all data points be less than the polynomial prediction (except for Figure 8.b where a point has been excluded as it was an outlier and the maximum error fit would have been overestimated). It is thus possible to estimate the maximum and mean error along each river even if no in-situ measurements are available as long as the drainage area can be estimated. There is a clear relationship between monthly discharge error and contributing area. For 78° and 74° inclination orbits, rivers with drainage areas above 6 900 km² and 4 300 km², respectively, are expected to have monthly discharge error less than 20%. For comparison, the drainage area of the Yellowstone river at Corwin Springs (Montana) is equal to 6783 km² and the drainage area of the Hudson river at Hadley (New York) is equal to 4310 km² [10]. An explanation of the clear decreasing relationship between error on the monthly discharge and drainage area is the flashiness of rivers with small drainage area. Indeed, these rivers are more sensitive to individual rain events and therefore have rapid short term changes in streamflow, which are not correctly sampled by SWOT (and sometimes not even seen by the satellite), leading to high error on the monthly discharge.

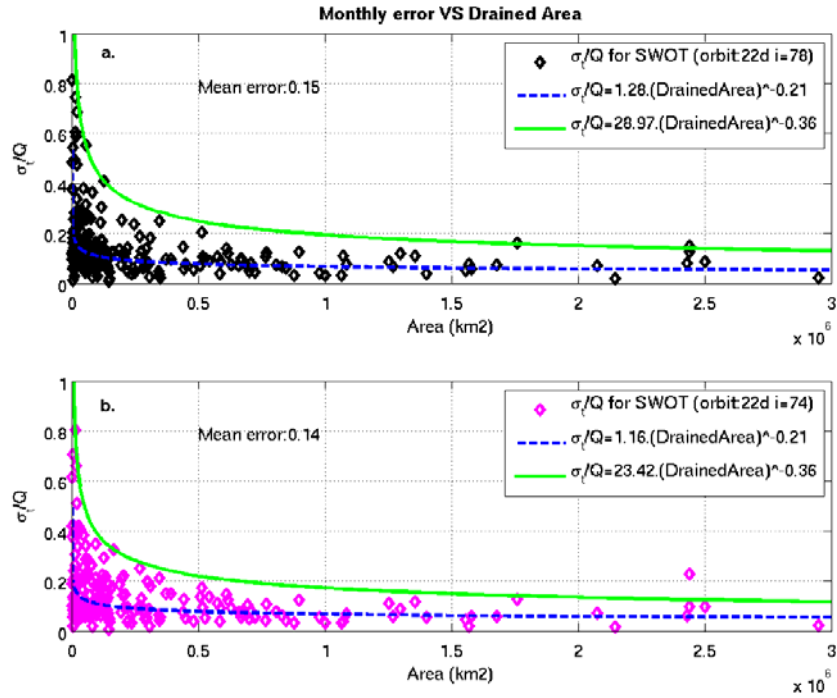


Figure 8. Error on the monthly discharge estimate from 22-day 78° inclination orbit (a.) and 22-day 74° inclination orbit (b.) versus river drainage area at gauge location

Table 3 presents the mean error on the monthly discharge for the 78° and 74° inclination orbits for both nominal and fast sampling phases for all gauges. The mean error is also shown separately for Arctic gauges (gauges above 50°N latitude), as the mean difference between the two inclinations is most important at high latitudes (Figure 7.b and 7.d). From Table 3, it is apparent that there are no significant differences between 78° and 74° inclinations. Thus, despite the greater number of high latitude observations, the 74° inclination orbit does not improve error on the monthly discharge.

Table 3. Mean error on the monthly discharge for the SWOT nominal and fast sampling phase, for all gauges and for Arctic gauges

		Error on the monthly discharge	
		All (216 gauges)	Arctic (76 gauges)
Nominal phase	78° inclination	15%	18%
	74° inclination	14%	16%
Fast sampling phase	78° inclination	3%	4%
	74° inclination	3%	4%

Using the HYDRO1k dataset to estimate the percentage of rivers seen during the fast sampling phase (the nominal phase does not have any gaps in its coverage), reveals that 39% and 41% of the world rivers are seen by the 78° and 74° inclination orbits, respectively.

In conclusion, the error on the monthly discharge estimate due to SWOT time sampling is expected to be around 15% for the nominal phase and 3% for the fast sampling phase. The study also shows there is almost no difference between 74° and 78° inclination orbits when computing the error on the monthly discharge, so for hydrologic studies, both inclinations are appropriate.

4. Lakes

Over lakes, SWOT will provide estimates of water volume variations and a time varying water mask. At present, there is a large uncertainty on the total number of lakes in the world [27], but SWOT measurements should greatly reduce this uncertainty. Storage change variations are a key term in the hydrologic water balance. In this section, an attempt is made to estimate the total annual storage change summed over all lakes on earth and the percentage of that change measureable by SWOT.

4.1. Data used

Three different datasets of yearly lake water level variation were used. The first one comes from TOPEX/Poseidon water elevation measurements over 12 African lakes from Mercier et al. [28]. The second dataset includes 94 lakes in North America measured in-situ by the USGS. The last dataset is the World Lake Database (WLD, <http://www.ilec.or.jp/database/database.html>) which provides annual water level fluctuation for 118 lakes, both regulated and unregulated.

4.2. Methodology

A simple approach is followed to estimate the total annual lake water volume change. For different bins of lake area between 0.001 km^2 and $100,000 \text{ km}^2$, the number of lakes whose area belongs to the different bins is estimated. Then, an estimate of the annual lake water level change for each bin is derived for the three datasets presented in section 4.1, and finally the water volume change for each bin is computed (equation 7).

Downing et al. [27] established a power-law relationship between number of lakes and lake area using 17,357 lakes, with areas from 10 km^2 to $378,119 \text{ km}^2$ (the latter represents the area of the Caspian Sea), from the Global Lakes and Wetlands Database (GLWD) of Lehner and Döll [29], which includes both natural lakes and manmade reservoirs. Using this relationship, they estimated that around 304 million lakes have an area above 0.001 km^2 . This relationship has been used to estimate the number of lakes in 71 lake area bins with a size above 0.001 km^2 (Figure 9). The only issue is that for very large lake areas, if the bin is too small, there is no lake in the bin. Therefore, in this study, the last two bins were chosen to correspond to lakes with areas between $10,000 \text{ km}^2$ and $100,000 \text{ km}^2$ (10 lakes) and area between $100,000 \text{ km}^2$ and $1,000,000 \text{ km}^2$ (1 lake, the Caspian sea). Figure 9 shows the relationship between the number of lakes and lake areas for the 71 bins. For each bin a mean lake area has been computed and associated with the number of lakes.

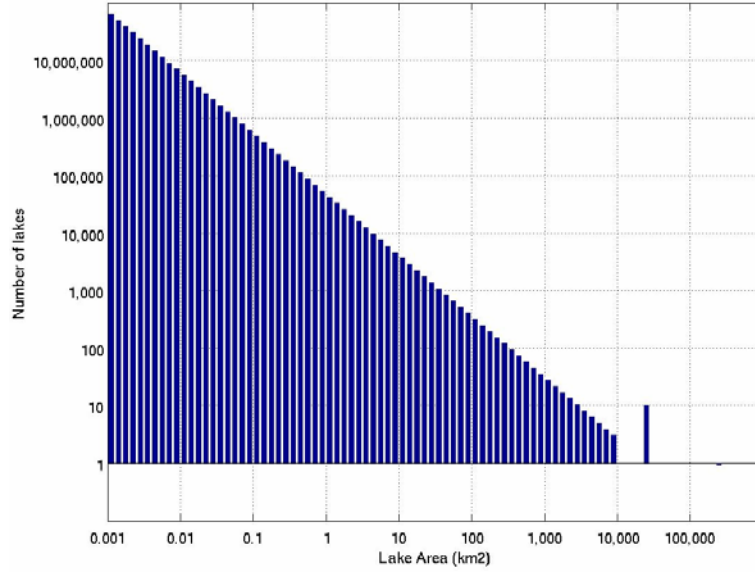


Figure 9. Number of lakes versus lake areas for the 71 bins

To estimate the amplitude of the annual water level change for each bin, the water level changes from USGS dataset were plotted versus drainage area (Figure 10.a) and from WLD data versus mean lake area (Figure 10.b). It was found that there is no correlation between the lake area or drainage area, and the lake amplitude. Indeed, it appears that the amplitude of the lake water level variation can be modelled as a log-normal distribution, as shown in Figure 11. Thus, it is assumed that the amplitude of water level variations in global lakes follows this log-normal distribution. The implication is that the total amount of annual storage change occurring in each of the bins in Figure 9 can be computed. This calculation could proceed in several ways ; here it has been chosen to model the amplitude of the water level variations in each bin using a Monte Carlo method.

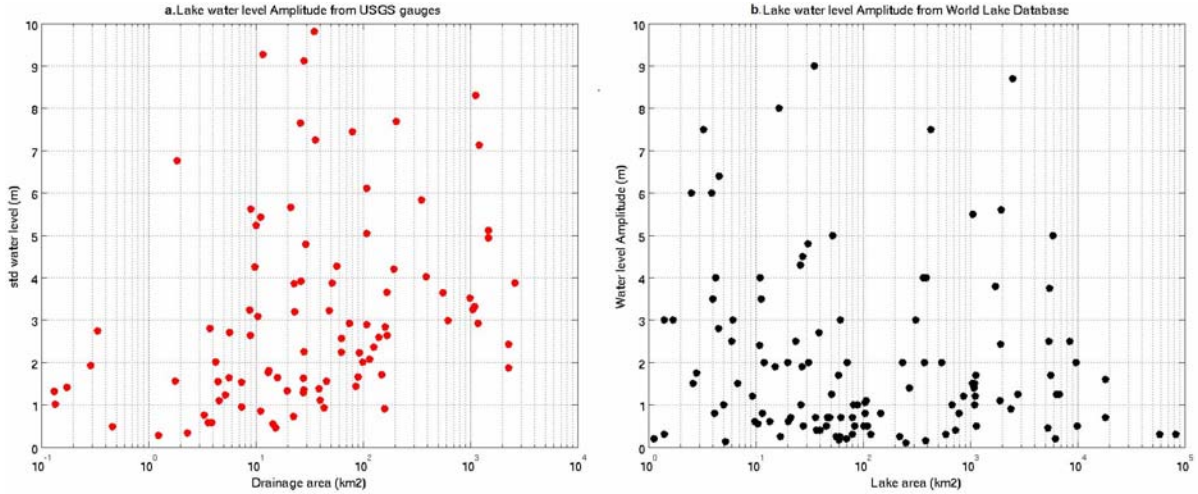


Figure 10. Amplitude of water level change from USGS (a.) and WLD (b.) vs drainage area

Then for each bin, the global storage change due to all the lakes in the bin can be computed as follow:

$$dS_i = A_i \cdot \sum_{j=1}^{N_i} dH_i(j) \quad \text{eq. 7}$$

where dS_i is the global storage change for bin i , A_i is the mean lake area, N_i is the number of lakes in the bin and dH_i is a vector of N_i heights generated using Monte Carlo methods and

the log-normal distribution shown in Figure 11. Equation 7 assumed that all lakes have a cylindrical shape.

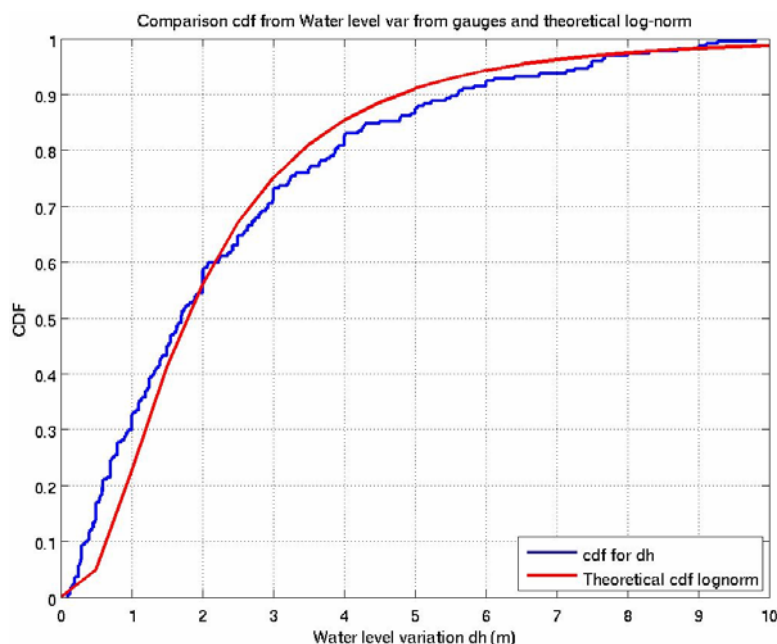


Figure 11. Cumulative Distribution Function (CDF) of the amplitude of the water level change

4.3. Results and discussion

The methodology presented here predicts an annual volume variation for all lakes of around $9,000 \text{ km}^3$. Due to the fact that there are many more small lakes than large lakes, 50% of the total water volume change is due to lakes with an area below 1 km^2 (Figure 12).

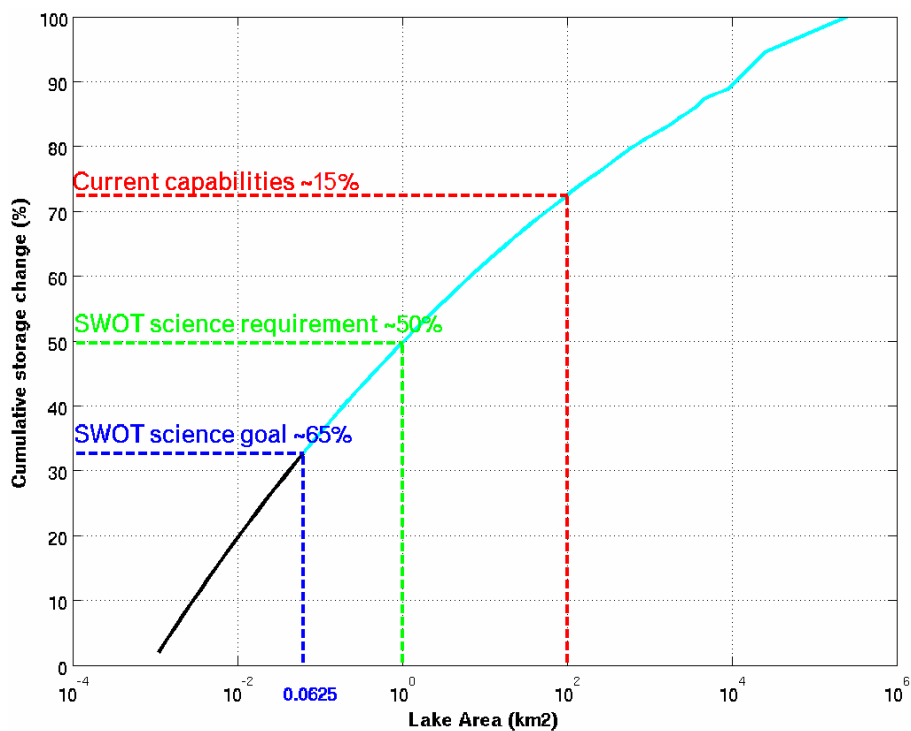


Figure 12. Cumulative global lake storage change (in %)

Figure 12 shows an estimation of the percentage of total lake storage change that can be observed with current spaceborne remote sensing capabilities. Water storage change is currently measured from satellite by combining optical observations of water surface area and nadir altimeter measurements of water level [30]. These two datasets have different resolutions in space and time, and the altimetry data has a coarser resolution. Nadir altimeters cannot provide accurate measurement for lakes with an area below 100 km^2 ([28], [30]). This means that, in theory, current satellite data cannot measure more than 30% of the total water storage change (see red dashed line on Figure 12). Alsdorf et al. [4] show that nadir altimeters with 10-day (TOPEX/Poseidon, Jason series), 16-day (Terra series) and 35-day (ERS-1/2, ENVISAT series) repeat orbit periods and 98° inclination orbits miss, respectively, 80%, 73% and 54% of the world lakes. Therefore, up to now, satellite data cannot measure more than 15% of the total lake storage change, assuming that current altimeters can at best see 50% of all lakes.

Figure 12 also shows the percentage of storage change that SWOT shall be able to estimate (in green, it is a mission requirement that SWOT shall sample all the lakes with an area greater than 1 km^2) and the percentage SWOT could be able to observe (in blue, it is a mission goal to see all lakes with an area above $250 \times 250 \text{ m}^2$, see below for more details).

Thus, SWOT should be able to monitor 51% of the global lake storage change (dashed green curve, Figure 12) if SWOT observes lakes with an area above 1 km^2 and with 10 cm height accuracy (mission requirement).

SWOT should detect some lakes with areas less than 1 km^2 (SWOT mission goals to sample lakes with an area larger than $250 \times 250 \text{ m}^2$), even if the instrumental noise for these lakes is higher than for lakes with areas larger than 1 km^2 . Therefore, we assume that the satellite will be able to observe lakes with an area above $250 \times 250 \text{ m}$ (mission goal) with height accuracy dependent on lake area. The height accuracy for a $50 \times 50 \text{ m}$ pixel is 1 m and decreases when the lake area increases (aggregation of pixels decrease the measurement errors). However, it has been considered that the minimum height accuracy can never be lower than 10 cm. When taking into account the science goal, it is found that SWOT should be able to monitor more than 68% of the global lake storage change.

A key assumption made in this study was that a log-normal distribution can accurately model annual lake height variations. To evaluate the sensitivity of these results to the parameters of the log-normal distribution, the storage change seen by SWOT was recomputed for different values of the log-normal mean and standard deviation (Figure 13).

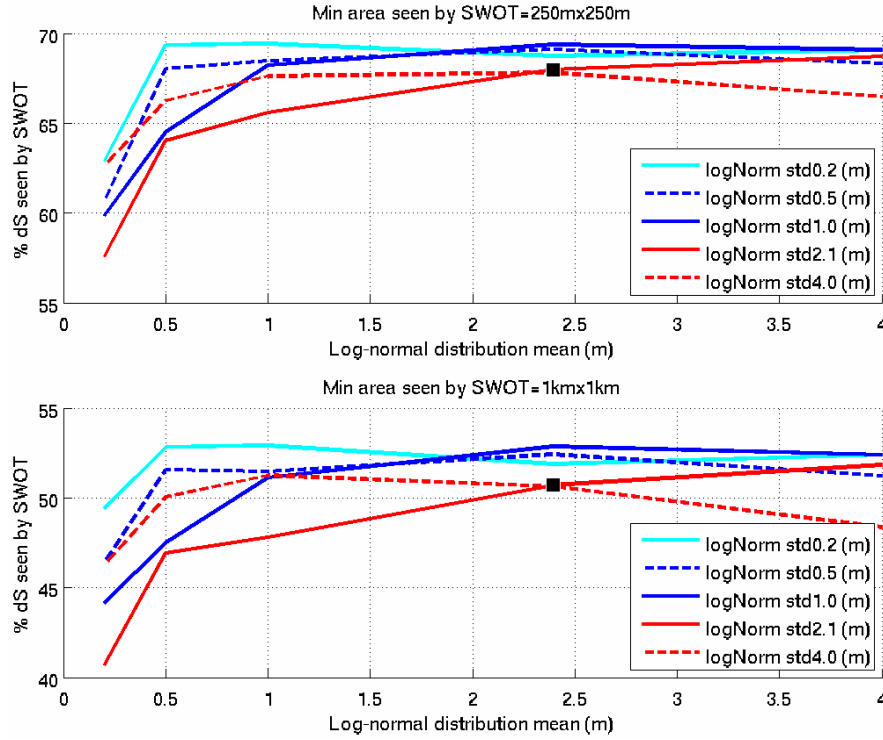


Figure 13. Evolution of the SWOT global storage change estimates for different values of the log-normal parameters

In Figure 13, the top panel shows the global storage change measured by SWOT using the science goal (with a minimum lake size of $250 \times 250 \text{ m}^2$) and the bottom plot using the science requirement (with a minimum lake size of 1 km^2). On both plots, the black squares show the results obtained with the nominal log-normal parameters (2.4 m mean and 2.1 m standard deviation). These results show that the storage change estimate is not very sensitive to the log-normal distribution parameters.

Another important source of error is the power law relationship between the number of lakes and their areas. Downing et al. [27] show that the number of lakes with large areas is pretty well known, whereas the number of small lakes (especially below 10 km^2) is difficult to estimate. Yet, these small lakes contribute significantly to the total storage change and therefore error on their number can greatly impact global estimation of lake storage change.

Using GLWD, it is estimated that for the fast sampling phase 45% and 49% of all lake areas will be seen with an orbit inclination of 74° and 78° , respectively.

5. Conclusion and perspectives

This study is a first attempt to estimate discharge errors derived from water height measured by the SWOT mission. The first source of error on derived discharge is the SWOT measurement error. From the mission science requirements, the instrument error on water height measurement will be 10 cm. Assuming that the relationship between discharge and river depth can be modelled by a power law with constant coefficients (which is a significant limitation of the methodology used), the SWOT measurement error has been converted to error in instantaneous discharge estimates. Yet, for most rivers, discharge error is mainly due to model error, rather than measurement error, except for the smallest rivers. A second source of error is due to SWOT time sampling on monthly discharge estimates. Here again, the smaller the river, the flashier it is and therefore the higher the error is. From this work, these two types of error have been first estimated from in-situ measurements and have then been extrapolated globally. Yet, they have been considered separately for the moment, whereas in

reality they will be combined. This issue will be addressed in future work, as well as the hypothesis of constant coefficients in the rating curve for the estimation of the first source of error.

The benefit of SWOT to improve our knowledge about lakes has also been investigated. A simple methodology has been used to estimate annual storage change over all lakes with an area above 0.001km^2 . It has been estimated that using current satellite data, only 15% of the lake volume variation can be observed, whereas with SWOT from 50% to more than 65% of the global lake storage change will be observed. In the future, the study could be extended to artificial reservoirs using the ICOLD (International Commission On Large Dams) database.

The SWOT mission represents a step increase for continental hydrology. Further studies are needed to refine the SWOT error budget for discharge and storage change. In particular, the impact of water mask and bathymetry errors has not been addressed here and requires further investigation.

Acknowledgement

The authors want to thank particularly all the institutions which have collected and given freely in-situ time series used in this paper, i.e. ANA, ArcticRIMS, HyBAm, IWM and USGS. In particular they are grateful to Dr. Stephane Calmant for providing the ANA/HyBAm dataset and Dr. Faisal Hossain, Tennessee Tech University, for providing the IWM dataset.

The authors would like to acknowledge Guillaume Azema and Alain Lamy from CNES for providing SWOT orbit files.

One of the authors (S. Biancamaria) is supported by a CNES/Noveltis grant.

Appendix A

Estimating sensitivity of discharge error to parameter and model error when using a rating curve

The parameters of the rating curve (b , c and H_0 in equation 1) and the fractional model error η can be computed from water elevation and discharge measured by in-situ gauges. The fractional discharge error due to the SWOT measurement error can be computed for the 74 gauges shown in Figure 3. Figure A.1 shows the estimated fractional model error (η) versus the SWOT measurement error ($b\sigma_D/D$) for all gauges. For most of them, the model error, which covers a wider range of values, outweighs the measurement error. The median, mean and maximum errors due to the measurement error are 4%, 6% and 24%, respectively, whereas the median, mean and maximum model errors are 5%, 11% and 47%, respectively. Furthermore, the median, mean and maximum discharge errors (σ_Q/Q) computed from equation 5 for the in-situ gauges are 9%, 13% and 49%, respectively.

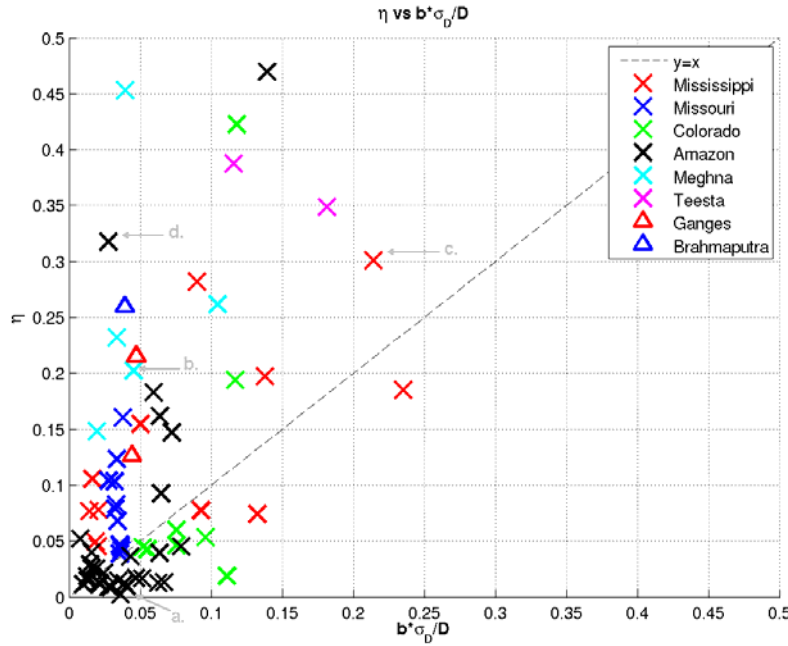


Figure A.1. Fractional model error (η) and measurement error ($b \cdot \sigma_D / D$) from 74 gauges

It is difficult to estimate model errors from in-situ measurements, as the model errors can be under/overestimated in some cases, as illustrated in Figure A.2. The four plots in this figure show discharge versus water height measurements (blue dots) for four gauges and the fitted power law for these gauges (dashed red curve). Very often, discharge data are not measured directly but are derived from a power law applied to the water height measurements (Figure A.2.a). Therefore the model error is close to zero, which is, of course, unrealistic. For other gauges (Figure A.2.c), outliers in the measurements lead to erroneous estimation of the fitted rating curve, thus the model error is overestimated. Finally, data from some gauges are inconsistent (because of changes in the gauge baseline for example) or a single rating curve can not be applied, as in Figure A.2.d. However, for gauges with no obvious defect in the fitted rating curve, the model error is about 20% (Figure A.2.b). Thus, it can then be assumed that a fractional model error of 20% in equation 5 is a good estimate. This result is similar to previous studies ([23], [24]).

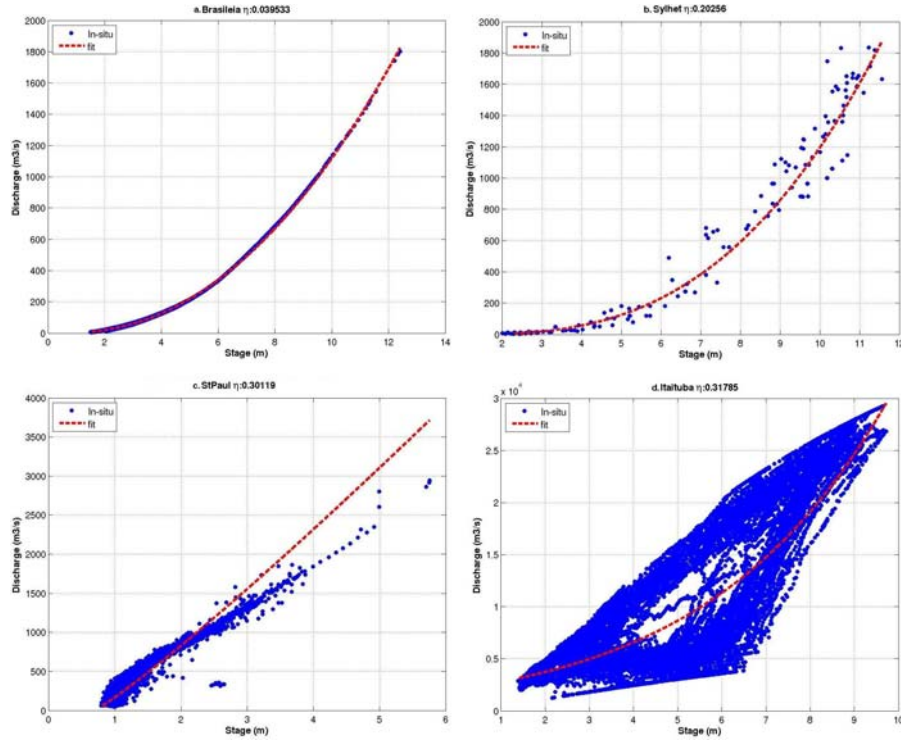


Figure A.2. Rating curves (discharge versus stage) for 4 gauges: Brasileia (Acre river, Amazon basin, a.), Sylhet (Meghna river, b.), St-Paul (Mississippi river, c.) and Itaituba (Tapajós river, Amazon basin, d.)

After computing and analyzing instantaneous discharge errors from individual gauges, these results were extrapolated to estimate instantaneous discharge errors globally, even where no in-situ data are available. In equation 5, σ_D is known (equal to 10 cm), from the previous results η can be fixed at 0.20, and D can be derived from the HYDRO1k network and in-situ data (see section 3.2). The power law exponent (coefficient b in equation 1) needs to be studied further, especially to assess sensitivities in σ_Q/Q to b . Figure A.3 shows discharge error versus river depth for three values of the b coefficient. Discharge error is more sensitive to the b coefficient when the river is shallow. For values of b below 3, this error is always below 30% for rivers deeper than 1.5 m.

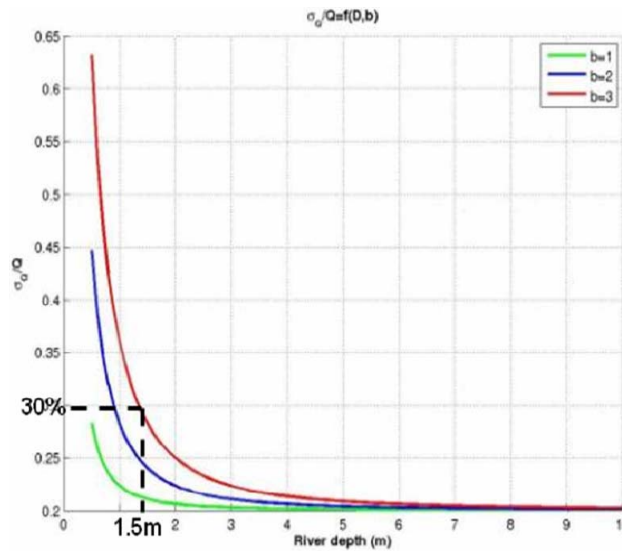


Figure A.3. : Fractional discharge error (σ_Q/Q) versus river depth (D) for $\eta = 0.20$ and $\sigma_D = 0.10\text{m}$

Figure A.4 shows the histogram of the b coefficient for 70 gauges (the other 4 gauges have b coefficients above 10), and Table A.1 shows the median value of the b coefficient for each river. The b coefficient depends on the gauge location and varies along the same river (because of river topography, friction, etc.) and thus cannot be interpolated along the river. Nevertheless, from Figure A.4 and Table A.1, it appears that, for most rivers, the median value of the b coefficient is around 2. Similarly, previous studies ([31], [32]) found a b coefficient equal to 2 from theoretical consideration and few in-situ measurements. From hydraulic theory, Maidment et al. [18] write that “because natural channels are often parabolic in cross section, a value of about 2 for the exponent [b] is appropriate where there is channel friction control”.

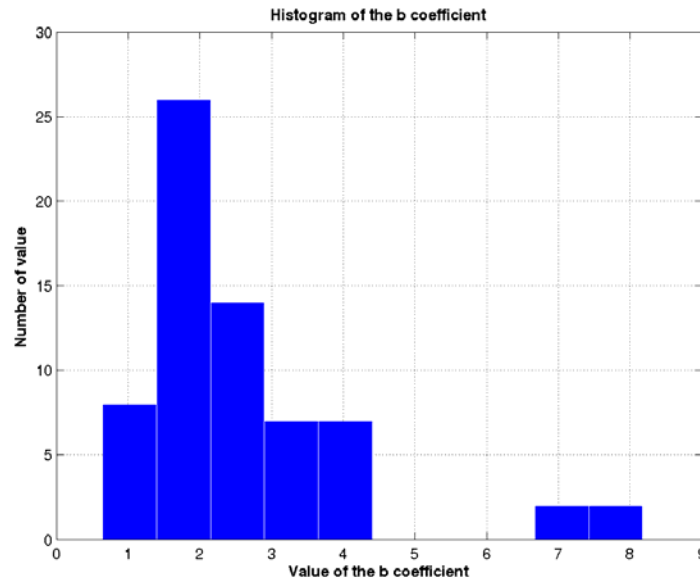


Figure A.4. Histogram of the b coefficient for 70 gauges (the other 4 have a b coefficient above 10)

Table A.1. Median value of the exponent of the power law between discharge and water height (b coefficient) for each river

Rivers	Median(b)
Amazon and tributaries	2.0
Brahmaputra, Ganges, Meghna and Teesta	3.2
Colorado	2.5
Mississippi	1.6
Missouri	3.8
All rivers	2.3

Therefore, from in-situ measurements it can be inferred that the exponent of the rating curve is approximately equal to 2 and the fractional model error is around 0.2.

References

- [1] I. A. Shiklomanov and J. C. Rodda, *World water Ressources at the beginning of the 21st century*. Cambridge University Press, 2003.
- [2] UNESCO, “Water a shared responsibility”, *The United Nations World Water Development Report 2*, 2006.
- [3] K. D. Harvey and W. Grabs, “WMO Report of the GCOS/GTOS/HWRP expert meeting on hydrological data for global studies, Toronto, Canada, 18-20 November 2002”, Report GCOS 84, Report GTOS 32, WMO/TD – no. 1156, 2003.
- [4] D. E. Alsdorf, E. Rodriguez and D. P. Lettenmaier, “Measuring surface water from space”, *Reviews of Geophysics*, vol. 45, no. 2, RG2002, doi:10.1029/2006RG000197, 2007.
- [5] D. E. Alsdorf, L.-L. Fu, N. Mognard, A. Cazenave, E. Rodriguez, D. Chelton and D. Lettenmaier, “Measuring the Global Oceans and Terrestrial Fresh Water from Space”, *EOS Transactions AGU*, vol. 88, 253, 2007.
- [6] T. G. Farr et al., “The Shuttle Radar Topography Mission”, *Reviews of Geophysics*, vol. 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183, 2007.
- [7] L.-L. Fu, and E. Rodriguez, “High-resolution measurement of ocean surface topography by radar interferometry for oceanographic and geophysical applications”, in *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 150, edited by R. S. J. Sparks and C. J. Hawkesworth, pp. 209–224, AGU, Washington, D. C., 2004.
- [8] R. W. Herschy, E. C. Barrett and J. N. Roozekraus, “The world’s water resources - a major neglect. A study in remote sensing in hydrology and water management”, *ESA BR-40*, 1988.
- [9] National Research Council (NRC), “Earth science and applications from space: national imperatives for the next decade and beyond”, *Committee on earth science applications from space: a community assessment and strategy for the future*, 2007.
- [10] U.S. Geological Survey, National Water Information System (NWISWeb) data available on the World Wide Web, accessed between April 2008 and July 2009, at URL <http://waterdata.usgs.gov/nwis/>, 2001.
- [11] Agencia Nacional de Aguas (ANA), <http://www.ana.gov.br/>
- [12] Hydro-geodynamique actuelle du Bassin Amazonien (HyBAm), <http://mafalda.teledetection.fr/hybam/whybam2/index.php>
- [13] Institute of Water Modelling, Bangladesh, <http://www.iwmbd.org/>
- [14] Arctic Rapid Integrated Monitoring System (ArcticRIMS), <http://rims.unh.edu>
- [15] The Global Runoff Data Centre, D - 56002 Koblenz, Germany (<http://grdc.bafg.de>).

- [16] K. M. Andreadis, E. A. Clark, D. P. Lettenmaier and D. E. Alsdorf, "Prospects for river discharge and depth estimation through assimilation of swath-altimetry into a raster-based hydrodynamics model", *Geophysical Research Letters*, vol. 34, L10403, doi:10.1029/2007GL029721, 2007.
- [17] M. Durand, K. M. Andreadis, D. E. Alsdorf, D. P. Lettenmaier, D. Moller and M. Wilson, "Estimation of bathymetric depth and slope from data assimilation of swath altimetry into a hydrodynamic model", *Geophysical Research Letters*, vol. 35, L20401, doi:10.1029/2008GL034150, 2008.
- [18] D. R. Maidment, *Handbook of Hydrology*. USA: McGraw-Hill Inc., ch. 8, pp. 8.22, 1993.
- [19] A. V. Kouraev, E. A. Zakharova, O. Samain, N. M. Mognard and A. Cazenave, "Ob' river discharge from TOPEX/Poseidon satellite altimetry (1992-2002)", *Remote Sensing of Environment*, vol. 93, pp. 238-245, 2004.
- [20] E. A. Zakharova, A. V. Kouraev, A. Cazenave and F. Seyler, "Amazon river discharge estimated from TOPEX/Poseidon altimetry", *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 338, no. 3, pp. 188-196, 2005.
- [21] M. T. Coe and C. M. Birkett, "Water Resources in the Lake Chad Basin: Prediction of river discharge and lake height from satellite radar altimetry", *Water Resources Research*, vol. 40, no. 10, 2005.
- [22] J. G. Leon, S. Calmant, F. Seyler, M.-P. Bonnet, M. Cauhope, F. Frappart, N. Filizola and P. Fraizy, "Rating curves and estimation of average water depth at the upper Negro River based on satellite altimeter data and modeled discharges", *Journal of Hydrology*, vol. 328, nos. 3-4, pp. 481-496, 2006.
- [23] S. Dingman and K. Sharma, "Statistical development and validation of discharge equations for natural channels", *Journal of Hydrology*, vol. 199, pp. 13-35, 1997.
- [24] D. Bjerklie, S. Dingman and C. Bolster, "Comparison of constructive flow resistance equations based on the Manning and Chezy equations applied to natural rivers", *Water Resources Research*, vol. 41, no. W11502, doi:10.1029/2004WR003776, 2005.
- [25] K.L. Verdin and J.P. Verdin, 1999, "A topological system for delineation and codification of the Earth's river basins", *Journal of Hydrology*, vol. 218, nos. 1-2, pp. 1-12.
- [26] J. A. Moody and B. M. Troutman, "Characterization of the spatial variability of channel morphology", *Earth Surface Processes Landforms*, vol. 27, pp. 1251-1266, 2002.
- [27] J. A. Downing, Y. T. Prairie, J. J. Cole, C. M. Duarte, L. J. Tranvik, R. G. Striegl, W. H. McDowell, P. Kortelainen, N. F. Caraco, J. M. Melack and J. J. Middelburg, "The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments", *Limnology and Oceanography*, vol. 51, no. 5, pp. 2388-2397, 2006.

- [28] F. Mercier, A. Cazenave and C. Maheu, “Interannual lake level fluctuations (1993–1999) in Africa from Topex/Poseidon: connections with ocean–atmosphere interactions over the Indian Ocean”, *Global and Planetary Changes*, vol. 32, pp. 141-163, 2001.
- [29] B. Lehner and P. Döll, “Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands”, *Journal of Hydrology*, vol. 296, pp. 1-22, 2004.
- [30] J.-F. Crétaux and C. M. Birkett, “Lake studies from satellite radar altimetry”, *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 338, pp. 1098-1112, 2006.
- [31] J. D. Fenton, “Rating curves: part2 – Representation and approximation”, *Proc. Conf. on Hydraulics in Civil Engineering*, Hobart 28 –30 November, The Institution of Engineers, Australia, pp. 319-328, 2001.
- [32] J. D. Fenton and R. J. Keller, “The calculation of streamflow from measurements of stage”, Technical Report 01/6, Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, Melbourne, 2001.

Conclusions et perspectives

Le cycle de l'eau des régions boréales est en train de changer à cause des effets du réchauffement climatique. Les régions boréales sont vastes et peu habitées et leur surveillance et leur étude sont rendues difficiles à cause, d'une part, du manque de mesures de terrain et de l'autre de l'immensité des étendues concernées et des conditions météorologiques extrêmes. Les mesures satellitaires en général et micro-ondes en particulier à cause de leur pénétration quelles que soient les conditions d'éclairement et les conditions météorologiques représentent un atout majeur de surveillance et permettent de fournir certains des paramètres d'entrée des modèles numériques de circulation. L'étude des processus à l'œuvre dans les régions boréales ne peut se faire qu'en développant et en améliorant les modélisations, notamment en améliorant les paramétrisations des processus physiques. Ceci peut se faire en développant de nouvelles méthodologies d'extraction des paramètres significatifs des modèles en particulier des variables essentielles du climat (ECV). Au cours de cette thèse de nouvelles méthodologies ont été développées, en particulier pour l'extraction du contenu en eau du manteau neigeux sur l'ensemble des régions boréales à partir des mesures des radiomètres micro-ondes. Les résultats de l'estimation globale des hauteurs de neige ont mis en évidence des tendances opposées entre l'évolution du volume du manteau neigeux en Eurasie, qui a légèrement augmenté entre 1989 et 2006 ($11,3 \text{ km}^3/\text{an}$) et celui de l'Amérique du Nord dont le volume a légèrement diminué pendant la même période ($-9,7 \text{ km}^3/\text{an}$). J'ai également montré que la variabilité interannuelle du volume moyen de neige corrèle avec une combinaison linéaire des indices NAO et QBO sur l'Eurasie et PNA et QBO sur l'Amérique du Nord, confirmant l'hypothèse selon laquelle le manteau neigeux des deux continents répond à des forçages différents. J'ai aussi calculé la contribution de la neige à la tendance du niveau moyen des océans observée depuis le début des années 1990 et montré que sa contribution est très faible (0.0013 mm/an) et ne joue donc pas un rôle important sur l'élévation du niveau de la mer observée grâce à la série des satellites altimétriques qui a débuté en 1991. Par contre la contribution du manteau neigeux explique une part importante de la variabilité saisonnière du niveau de la mer. De plus l'estimation des hauteurs de neige permettra d'améliorer, via l'assimilation de données, les modélisations des surfaces continentales à l'échelle globale et régionale (comme par exemple la modélisation de l'Ob). Ces données permettront aussi de mieux comprendre l'interaction de la neige avec l'ensemble du système climatique (comme par exemple son impact sur la mousson asiatique).

Les données SSM/I ont aussi été utilisées pour étudier l'évolution temporelle de la fraction d'eau dans la vallée de l'Ob, en Sibérie de l'Ouest, ce qui a permis de constater une forte augmentation de la fraction d'eau le long du fleuve et de ses plaines d'inondation entre 1988 et 2002, ce qui pourrait s'expliquer par la dégradation du pergélisol. Cependant, cette étude reste limitée par la qualité des données (qui ont une résolution de $25 \times 25 \text{ km}^2$) et surtout parce qu'elle ne renseigne que sur la variation de l'étendue des zones en eaux et non sur la variation temporelle du volume des eaux de surface, paramètre primordial pour comprendre le cycle de l'eau des régions arctiques. Un nouveau projet de satellite, la mission SWOT, a été proposé qui vise à fournir des cartes de hauteurs d'eau de l'ensemble du globe avec une résolution spatiale de 100 m et un temps de revisite inférieur à 10 jours sur la plupart des régions arctiques. Je me suis donc efforcé, au cours de cette thèse, d'estimer l'apport de cette mission à l'étude des régions arctiques.

C'est dans ce cadre qu'a été mise en place une modélisation de l'Ob inférieur en couplant le modèle d'hydrologique à grande échelle ISBA du CNRM au modèle

hydrodynamique d'inondations LISFLOOD-FP de l'université de Bristol. Ce fleuve Sibérien a été choisi car il fournit le troisième plus gros apport d'eau douce à l'océan arctique. Or les grands fleuves arctiques peuvent influencer la circulation océanique générale en modifiant la circulation thermohaline. Il est donc important de les étudier et de pouvoir les modéliser. En ajustant certains paramètres d'ISBA et de LISFLOOD-FP et en effectuant plusieurs tests de sensibilité, il a été possible d'obtenir une modélisation réaliste du débit et des hauteurs d'eau de l'Ob inférieur. De plus, l'utilisation de plusieurs schémas d'assimilation (filtre de Kalman d'ensemble, filtre de Kalman d'ensemble local et lisseur de Kalman local) a permis de montrer que les données SWOT pour l'orbite nominale (i.e. avec une répétitivité de 22 jours) devraient permettre de réduire significativement les erreurs de modélisation. Notamment, l'utilisation d'un lisseur de Kalman local a permis de réduire l'erreur quadratique moyenne spatiale de 58,8% et l'erreur quadratique moyenne temporelle de 65,8%, tout en s'assurant qu'il n'y a pas de surestimation trop importante des hauteurs d'eau, ce qui évite de simuler des inondations qui n'ont pas lieu dans la « réalité » (ce qui n'est pas forcément le cas avec un filtre de Kalman d'ensemble). En ce qui concerne la phase de calibration (qui aura lieu au cours des trois premiers mois de la mission et qui correspond à une orbite ayant une répétitivité de 3 jours), j'ai montré que les résultats de l'assimilation dépendent de la couverture choisie (car le satellite n'observera pas l'ensemble des terres émergées). Au pire l'erreur est réduite de 28,8% pour le RMSE spatial et de 54,1% pour le RMSE temporel. Cependant, cette étude n'est encore que dans sa phase préliminaire, car il faudra tester différentes distances et fonctions de corrélation des observations pour le filtre et le lisseur de Kalman local. Pour se rapprocher de la réalité, la simulation des observations SWOT gagnerait beaucoup à prendre en compte d'autres sources d'erreur que le bruit instrumental (notamment l'erreur de roulis, l'erreur liée à la traversée de la troposphère, l'erreur sur la mesure de la pente, sur l'estimation du masque des zones en eau, ...). Enfin d'autres sources d'erreur de modélisation devront être prises en compte, comme celles liées à certaines paramétrisations d'ISBA et à des données d'entrée de LISFLOOD-FP tels que le coefficient de Manning, la profondeur du lit du fleuve ou sa pente.

L'intérêt de la mission pour l'observation du débit de l'ensemble des fleuves a aussi été estimé en se basant sur un bilan d'erreur préliminaire. L'utilisation de courbes de tarage, ainsi que la prise en compte des erreurs de mesure SWOT et de modélisation ont permis de montrer que ces nouvelles données devraient permettre de calculer un débit moyen avec une erreur inférieure à 30% pour tous les fleuves ayant une profondeur de plus de 1 m. Cependant, les courbes de tarage ne s'appliquent pas à toutes les situations (notamment lors d'écoulements transitoires). C'est pourquoi, l'utilisation de l'équation de Manning devrait être plus adaptée pour l'estimation du débit. Par contre, pour être utilisée, des données extérieures à la mission (élévation moyenne du lit des fleuves et coefficient de Manning) devront être calculées avant que le satellite ne soit lancé. Ceci constitue une priorité pour les équipes scientifiques travaillant sur SWOT. L'impact sur le débit mensuel de l'erreur due à l'échantillonnage temporel de SWOT a aussi été analysé (mais cette erreur a été considérée indépendamment de l'erreur sur l'estimation du débit instantané). Il a été montré qu'elle diminue avec l'aire drainée et que pour une aire drainée supérieure à 6 900 km², l'erreur sur le débit due seulement à l'échantillonnage temporel de SWOT devrait être inférieure à 20%. Ainsi, d'après ces études préliminaires, il devrait être possible d'estimer le débit à partir des données SWOT avec une précision acceptable. Ce satellite devrait donc permettre de fournir des cartes de débits mensuels (voir même avec une meilleure résolution temporelle) de l'ensemble des fleuves du globe ayant une largeur supérieure à 100 m, ce qui n'a encore jamais été réalisé. Enfin, l'apport de la mission pour l'étude des lacs a aussi été investigué. Une méthodologie simple a permis de calculer que la variation annuelle totale du volume de l'ensemble des lacs ayant une superficie supérieure à 0,001 km² est de l'ordre de 9 000 km³.

Les données spatiales actuelles ne peuvent observer, au mieux, que 15% de la variation du volume de ces lacs. Selon notre estimation, SWOT quant à lui devrait pouvoir en mesurer entre 50% et plus de 65%.

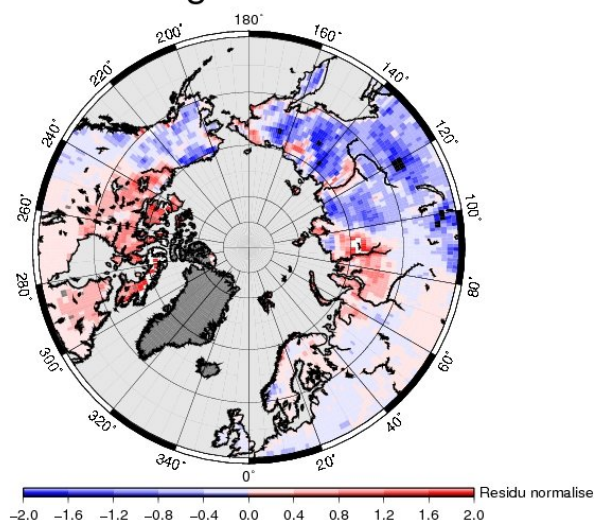
La mission SWOT va donc être un atout fondamental pour l'étude de l'ensemble des surfaces continentales et des régions boréales en particulier. Cependant, il va être nécessaire d'affiner le bilan d'erreur afin d'avoir des estimations des mesures SWOT les plus réalistes possibles et d'étudier l'impact des incertitudes sur la bathymétrie du fleuve et sur le coefficient de Manning. Il va aussi falloir adapter la méthodologie d'assimilation des mesures SWOT à d'autres fleuves ayant un régime différent de celui de l'Ob. Enfin la simulation des données SWOT devra être améliorée en incorporant d'autres sources d'erreur.

L'ensemble des autres missions spatiales d'observation de la Terre (pour la neige les missions Cold Regions Hydrology High-resolution Observatory, CoReH2O et Deformation Ecosystem Structure and Dynamics of Ice, DESDynI ; pour l'humidité des sols les missions Soil Moisture Active-Passive, SMAP et Soil Moisture and Ocean Salinity, SMOS ; pour le champ de gravité et les mouvement d'eau à large échelle la mission Gravity Recovery and Climate Experiment II, GRACE-II ; pour les précipitations la mission Global Precipitation Measurement, GPM) pourraient être associées avec les observations SWOT, les mesures in-situ et la modélisation afin d'améliorer significativement notre connaissance du cycle hydrologique. Evidemment, c'est une perspective à long terme, mais qui devrait permettre à la communauté scientifique d'améliorer de façon significative la modélisation du cycle de l'eau et les prévisions à moyenne échelle.

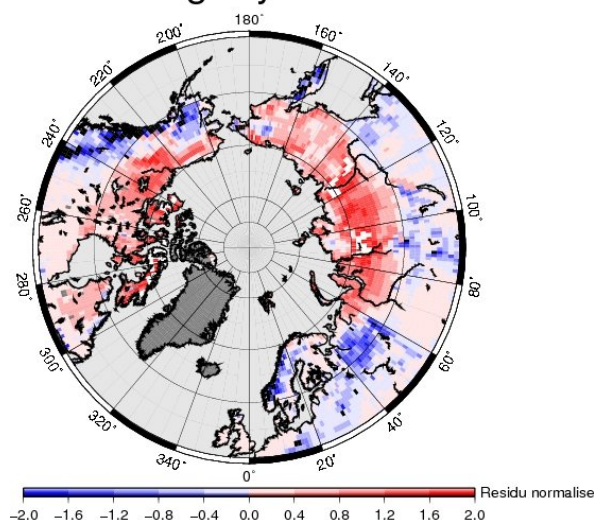
Annexe 1 : cartes de résidus hauteurs de neige

Les cartes ci-dessous présentent les résidus normalisés entre les hauteurs de neige estimées par GSWP2 et par l'algorithme statique d'une part (figures de gauche) et par GSWP2 et par l'algorithme dynamique d'autre part (figures de droite), pour la moyenne des mois d'octobre, novembre, décembre, janvier, février et mars 1988/1995.

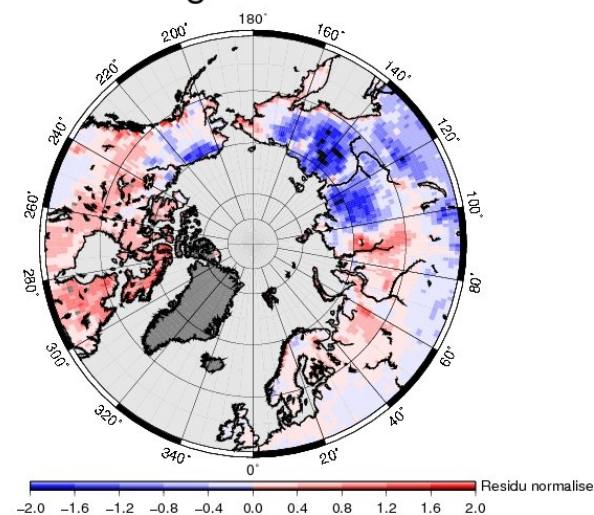
GSWP2–AlgoStat oct 1988/95



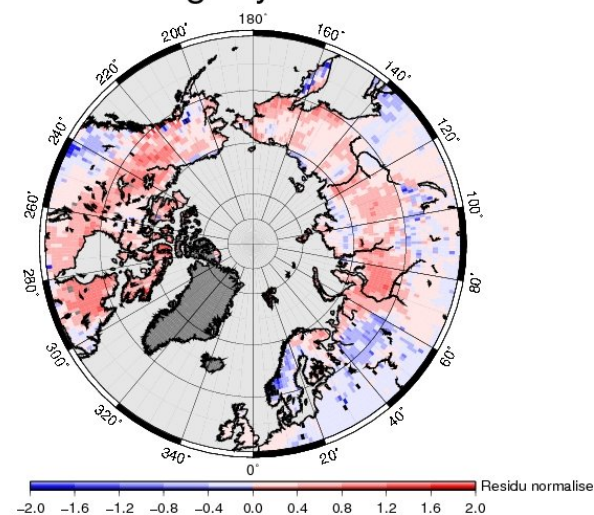
GSWP2–AlgoDyn oct 1988/95



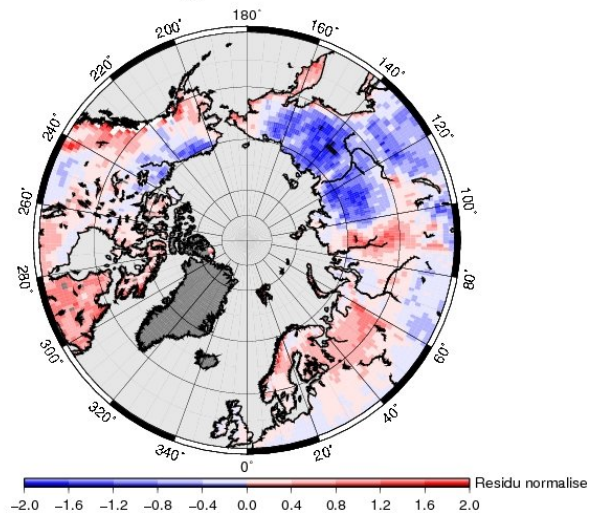
GSWP2–AlgoStat nov 1988/95



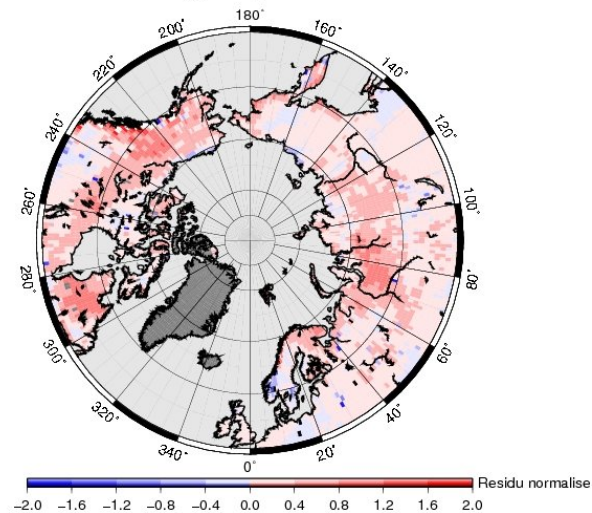
GSWP2–AlgoDyn nov 1988/95



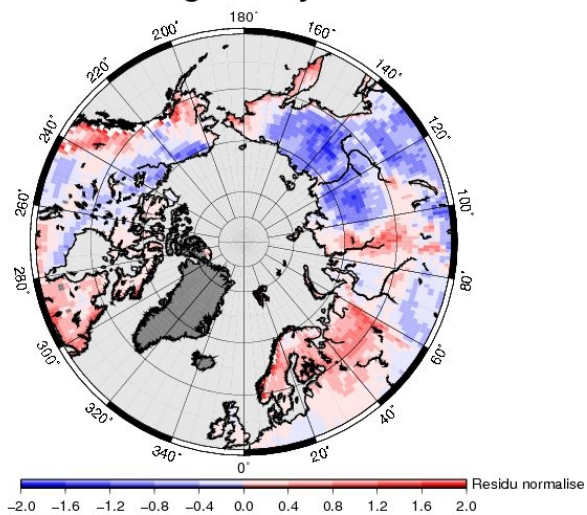
GSWP2-AlgoStat dec 1988/95



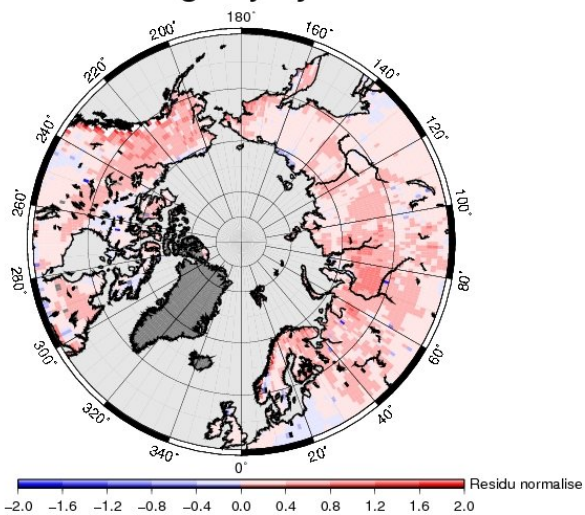
GSWP2-AlgoDyn dec 1988/95



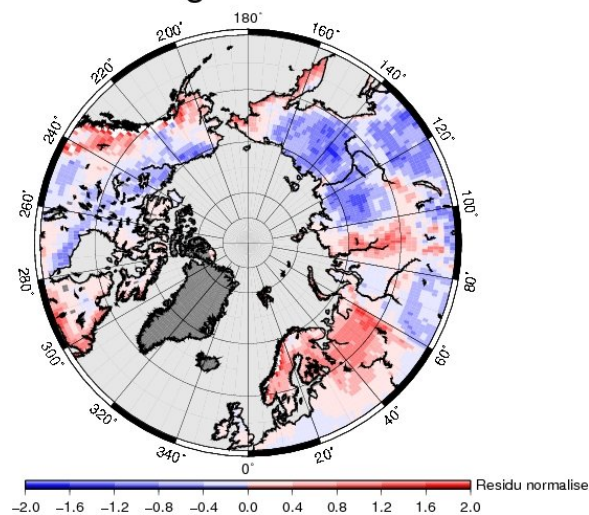
GSWP2-AlgoStat jan 1988/95



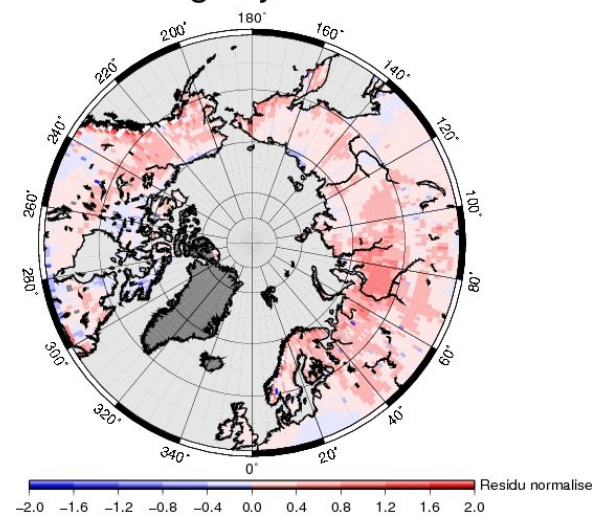
GSWP2-AlgoDyn jan 1988/95



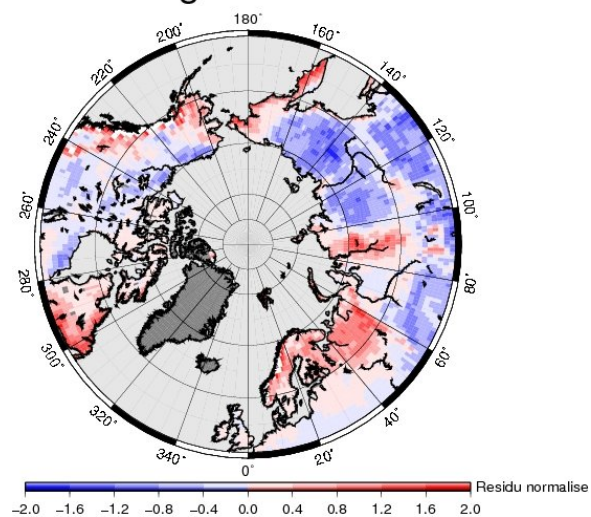
GSWP2-AlgoStat feb 1988/95



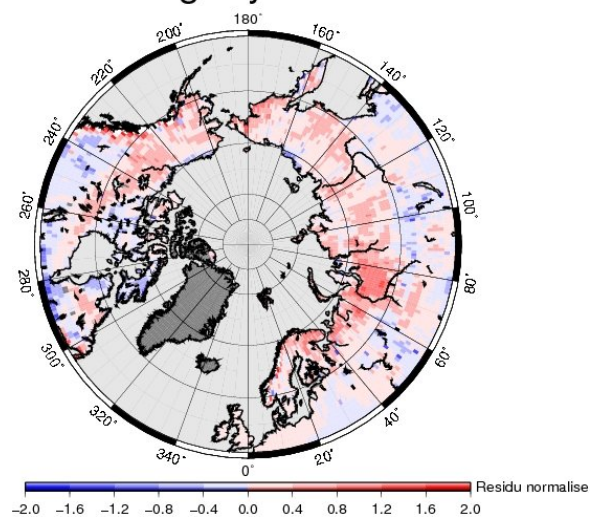
GSWP2-AlgoDyn feb 1988/95



GSWP2–AlgoStat mar 1988/95



GSWP2–AlgoDyn mar 1988/95



Annexe 2 : Génération des mesures SWOT

La méthodologie que j'ai mis en place pour générer les données SWOT est assez simple : en fonction de l'orbite choisie et de la fauchée SWOT, les dates d'observation SWOT sont calculées. Pour chacune de ces dates, un masque de la fauchée est calculé (Figure A.1) et superposé aux élévations simulées par le modèle à la date correspondante. Seules les élévations d'eau incluses dans ce masque sont conservées, auxquelles sont ajoutées une erreur de mesure, fournissant ainsi les observations SWOT synthétiques. Ce processus est décrit à la Figure A.2. Les mesures de hauteurs d'eau SWOT sont modélisées sur une grille plate carrée à la même résolution spatiale que la grille du modèle.

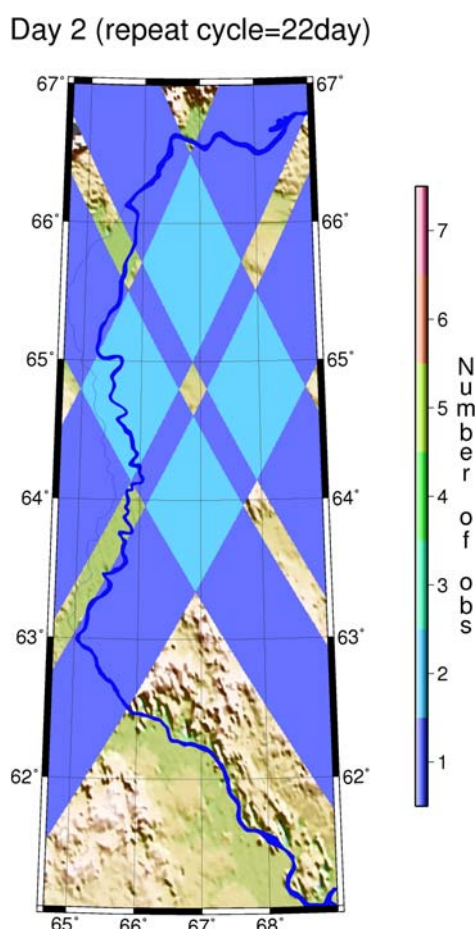


Figure A.1. Masque d'observation SWOT pour le 2ème jour du cycle

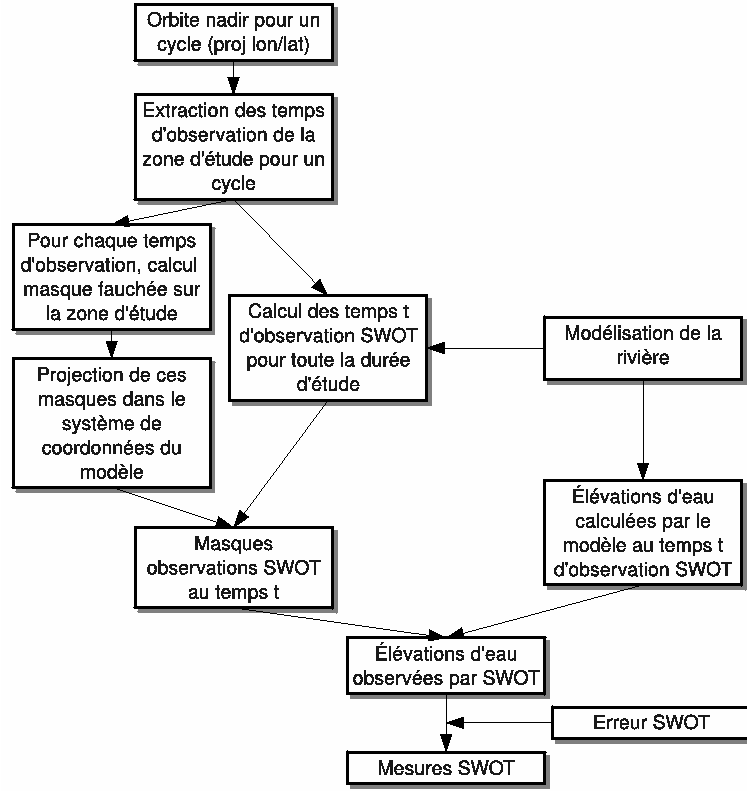


Figure A.2. Schéma de principe du simulateur SWOT

3. Calcul de l'erreur SWOT

Pour le moment les erreurs SWOT sont représentées uniquement par le bruit instrumental qui est modélisé par un bruit blanc d'écart-type constant. Pour déterminer la valeur de cet écart-type, l'erreur sur la hauteur due au bruit instrumental le long de la fauchée a été estimée en utilisant le travail de Enjolras et al. (2006) (Eq. A.1, Eq. A.2 et Eq. A.3).

$$SNR = \frac{P_t}{Loss} \cdot G_{ant}^2 \cdot \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3 \cdot Dist^4} \cdot \sigma_0(\theta, wind) \cdot pix_{range} \cdot pix_{azimut} \cdot \frac{1}{K \cdot T_0 \cdot B \cdot F_{ac}} \quad \text{Eq. A.1}$$

$$\gamma = \frac{1}{1 + \frac{1}{SNR}} \quad \text{Eq. A.2}$$

$$\delta h = \frac{\lambda \cdot X_{swath} \cdot \sqrt{1 - \gamma^2}}{2\pi \cdot B \cdot \cos(\theta - \alpha) \cdot \sqrt{2 \cdot N} \cdot \gamma} \quad \text{Eq. A.3}$$

avec SNR le rapport signal à bruit de l'instrument, P_t est la puissance crête délivrée pendant la durée d'émission du signal, Loss correspond aux pertes affectant le signal au cours de son parcours, G_{ant} est le gain de l'antenne (égal en émission et en réception), λ est la longueur d'onde du signal, Dist est la distance antenne/point de la fauchée au sol, θ est l'angle de vue du point de la fauchée observée, σ_0 est le coefficient de rétrodiffusion, pix_{range} est la résolution du pixel en distance, pix_{azimut} est la résolution du pixel en azimut, K est la constante de Boltzman, T_0 la température de référence du système, B la bande de fréquence du signal, F_{ac} est le facteur de bruit de la chaîne de réception, X_{swath} est la position au sol par rapport au nadir de la position observée dans la fauchée ($X_{swath} = Dist \cdot \sin(\theta)$), N est le nombre de vues (i.e. le nombre de pixels à moyenner pour atteindre la résolution finale souhaitée) et δh l'erreur sur la hauteur due au bruit instrumental.

Le coefficient de rétrodiffusion σ_0 dépend de l'angle de vue et de la rugosité de la zone en eau observée (i.e. de la variance s^2 de la distribution des pentes à sa surface, **Eq. A.4**). Or celle-ci dépend des vagues créées par le vent à la surface du fleuve, c'est pourquoi le coefficient de rétrodiffusion dépend de la vitesse du vent (**Eq. A.5** et **Eq. A.6**).

$$\sigma_0(\theta) = \frac{C}{s^2 \cdot \cos(\theta)^4} \cdot e^{-\frac{\tan(\theta)^2}{s^2}} \quad \text{Eq. A.4}$$

avec C le coefficient de réflexion de Fresnel de la zone en eau.

La variance s^2 peut être modélisée en utilisant le modèle PR de Freilich et Vanhoff (2003), *wind* correspondant à l'amplitude du vent à 10 m :

$$s^2 = 0.0036 + 0.028 \cdot \log_{10}(\text{wind}) \quad \text{if } \text{wind} < 10 \text{ m.s}^{-1} \quad \text{Eq. A.5}$$

$$s^2 = -0.0184 + 0.050 \cdot \log_{10}(\text{wind}) \quad \text{if } \text{wind} > 10 \text{ m.s}^{-1} \quad \text{Eq. A.6}$$

Pour appliquer la modélisation ci-dessus il faut avoir une estimation des valeurs les plus fréquentes du vent sur la zone modélisée. L'histogramme des valeurs de vent pour l'année 1993, modélisé par le National Center for Environmental Prediction (NCEP) sur l'Ob inférieur est présenté à la Figure A.3. Sur cette figure est aussi présenté l'histogramme cumulé des valeurs du vent, ce qui permet de montrer que le 50^{ème} percentile des valeurs du vent (i.e. 50% de toutes les valeurs du vent ont une valeur inférieure à cette quantité et 50% une valeur supérieure) est égale à 4.6 m/s, tandis que les 20^{ème} et 80^{ème} percentiles correspondent aux valeurs 2.6 m/s et 6.8 m/s, respectivement.

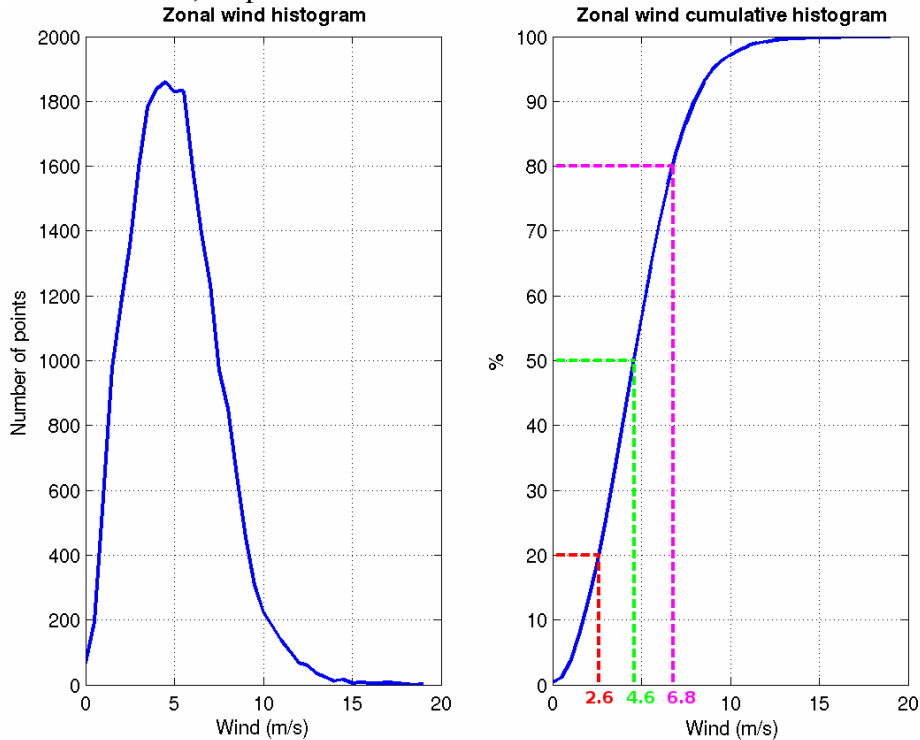


Figure A.3. Histogramme (gauche) et histogramme cumulé (droite) de l'amplitude du vent NCEP sur l'Ob inférieur pour l'année 1993

L'équation 3 a été utilisée pour calculer l'erreur sur la hauteur le long de la fauchée pour une valeur du vent égale au 20ème, 50ème et 80ème percentile (Figure A.4) et pour un pixel de 1km x 1km (correspondant à la taille de la maille du modèle hydraulique).

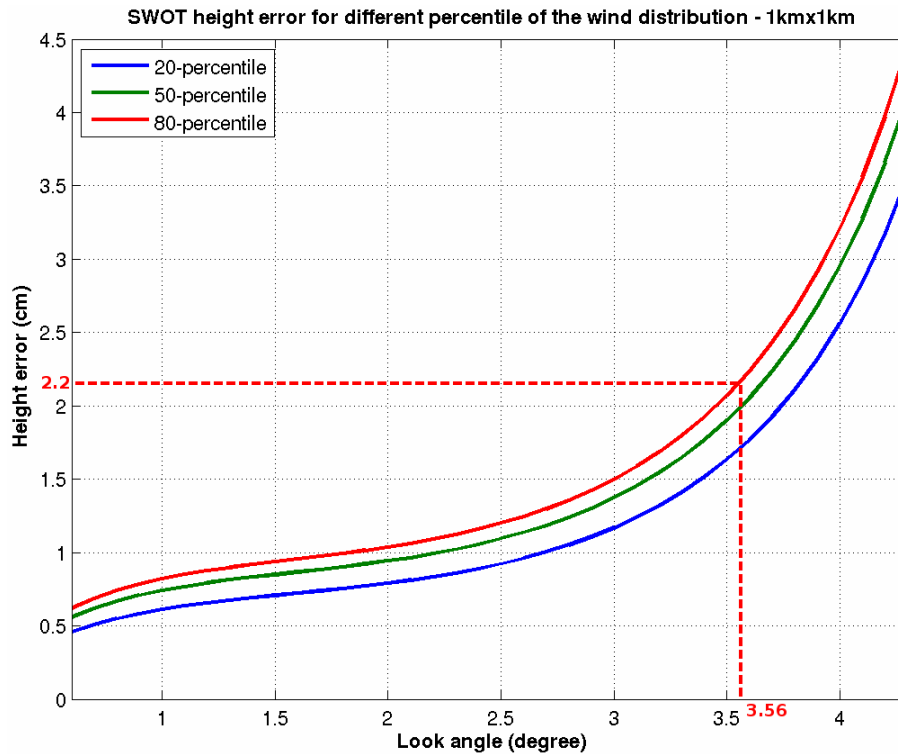


Figure A.4. Erreur le long de la fauchée due au rapport signal à bruit de l'instrument pour les 20^{ème}, 50^{ème} et 80^{ème} percentiles de la valeur du vent

Ainsi l'erreur due au bruit instrumental est corrélée le long de la fauchée. Cependant, pour le moment, l'erreur utilisée pour modéliser les observations SWOT est considérée décorrélée le long de la fauchée et est assimilée à un bruit blanc. La variance de ce bruit blanc a été choisie pour correspondre à l'erreur sur la hauteur pour le 80^{ème} percentile du vent à 80% de la fauchée (ligne pointillée rouge sur la Figure A.4), i.e. l'écart-type du bruit blanc a été choisi égal à 2 cm. La Figure A.5 présente les erreurs SWOT modélisées de cette façon pour un passage SWOT sur la zone d'étude.

Cependant l'erreur instrumentale SWOT pourrait être modélisée par un bruit blanc dont l'écart-type est corrélé le long de la fauchée, comme présenté à la Figure A.4. La Figure A.6 montre l'erreur ainsi obtenue pour une valeur du vent correspondant au 50^{ème} percentile (courbe rouge sur la Figure A.4).

Day 2 (repeat cycle=22day)

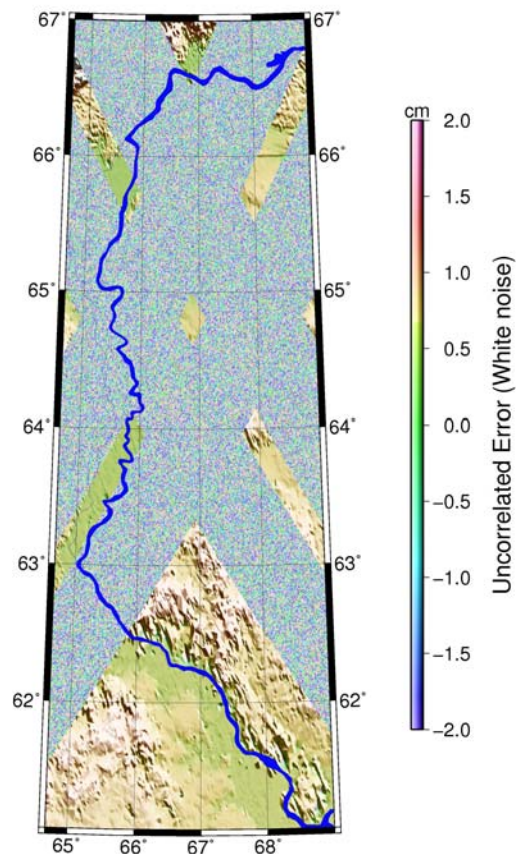


Figure A.5. Erreur SWOT modélisée par un bruit blanc d'écart-type 2cm non-corrélé le long de la fauchée

Day 2 (repeat cycle=22day)

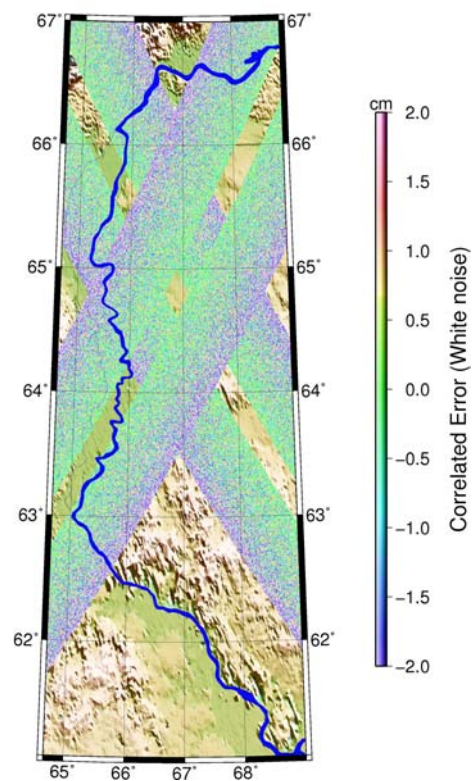


Figure A.6. Erreur SWOT modélisé par un bruit blanc corrélé le long de la fauchée et dont l'écart-type correspond au 50ème percentile du vent

La Figure A.7 montre un exemple d'observation SWOT obtenue avec une erreur instrumentale non-corrélée.

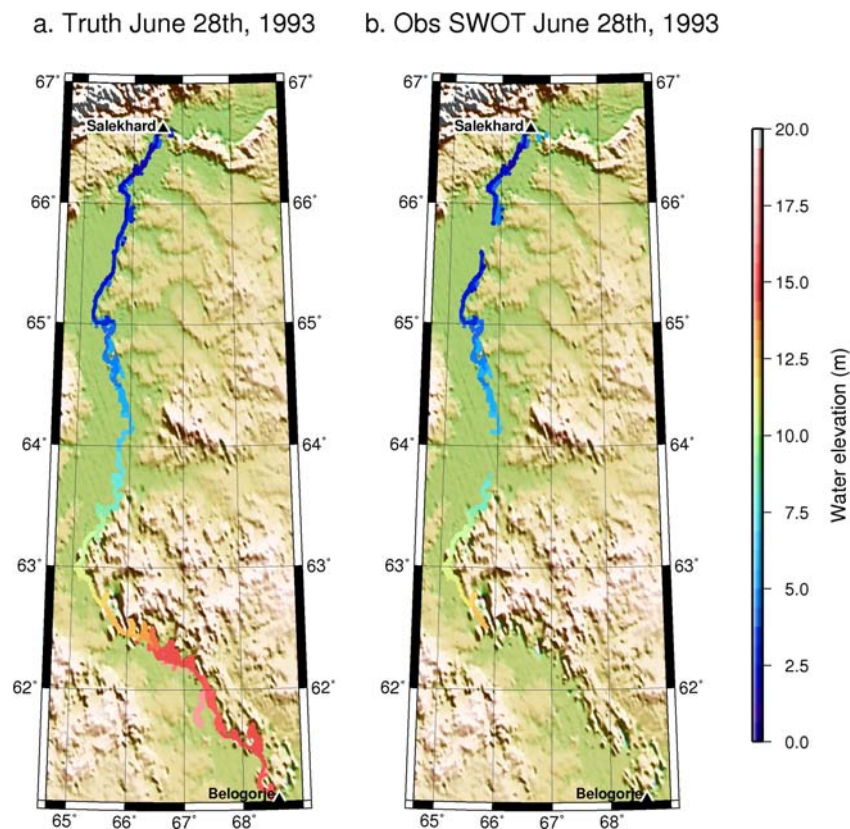


Figure A.7. "Vérité" (modélisation nominale, a.) et observation SWOT correspondante avec une erreur non-corrélée (b.)

L'erreur non-corrélée est utilisée pour le moment dans le simulateur SWOT pour une raison purement pratique lors de la phase d'assimilation. En effet, ainsi il est facile de calculer la matrice de covariance des erreurs SWOT (qui est diagonale et dont les termes sont constants). Cependant, le simulateur SWOT tel qu'il est implémenté peut utiliser des erreurs instrumentales corrélées. La matrice de covariance des erreurs SWOT pourrait être calculée en générant un ensemble d'observations SWOT.

Bibliographie

- Alsdorf D. E., E. Rodriguez and D. P. Lettenmaier, 2007, « Measuring surface water from space », *Reviews of Geophysics*, vol. 45(2), RG2002, doi:10.1029/2006RG000197.
- Alsdorf D. E. and WATER-HM participants, 2007, « WATER HM: The Water And Terrestrial Elevation Recovery Hydrosphere Mapper Satellite Mission », First Mission Document for the WATER HM Mission (downloaded on <http://bprc.osu.edu/water>).
- Akimenko T. A., E. A. Zakharova and A. V. Kouraev, 2001, « Hydrology of the Ob' river system », working paper, INTAS Project 97-3127.
- Andreadis K. M., E. A. Clark, D. P. Lettenmaier and D. E. Alsdorf, 2007, « Prospects for river discharge and depth estimation through assimilation of swath-altimetry into a raster-based hydrodynamics model », *Geophysical Research Letters*, vol. 34, L10403, doi:10.1029/2007GL029721.
- Armstrong R. L., K. W. Knowles, M. J. Brodzik and M. A. Hardman, « DMSP SSM/I Pathfinder daily EASE-Grid brightness temperatures, 1987/2006 », Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center, Digital media, 1994, updated 2008.
- Armstrong R. L. and M. J. Brodzik, 2001, « Recent Northern Hemisphere snow extent: A comparison of data derived from visible and microwave satellite sensors », *Geophysical Research Letters*, vol. 28, 3673-3676.
- Auclair F., P. Marsaleix and P. De Mey, 2003, « Space-time structure and dynamics of the forecast error in a coastal circulation model of the Gulf of Lions », *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, vol. 36, 309-346.
- Baldwin M.P., L. J. Gray, T. J. Dunkerton, K. Hamilton, P. H. Haynes, W. J. Randel, J. R. Holton, M. J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. B. A. Jones, J. S. Kinnersley, C. Marquardt, K. Sato, and M. Takahashi, 2001, « The Quasi-Biennial Oscillation », *Reviews of Geophysics*, vol. 39, 179-229.
- Bamzai A. Z., 2003, « Relationship between snow cover variability and arctic oscillation index on a hierarchy of time scales », *International Journal of Climatology*, vol. 23, 131-142.
- Bates P.D. and A. De Roo, 2000, « A simple raster-based model for floodplain inundation », *Journal of Hydrology*, vol. 236, 54-77.
- Betts A.K. and A.C.M. Beljaars, 2003, « ECMWF ISLSCP-II near surface dataset from ERA-40 », ERA-40 Project Report Series 8, [Available from the European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Shinfield Park, Reading, Berkshire RG2 9AX, England], 31 pp.
- Biancamaria S., P. Bates, A. Boone, N. Mognard and J.-F. Crétau, 2007, « Modelling the Ob river in Western Siberia using remotely sensed digital elevation models », proceedings of

the “Second Space for Hydrology Workshop », Geneva, Switzerland, 12-14 November 2007, ESA Workshop Proceedings Publication WPP-280.

- Bindoff N., J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J. Gregory, S. Gulev, K. Hanawa, C. Le Quéré, S. Levitus, Y. Nojiri, C. K. Shum, L. Talley, A. Unnikrishnan, 2007, « Observations: oceanic climate and sea level », In: Solomon S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, H. L. Miller (Eds.), « Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change », Cambridge University Press, Cambridge, UK.

- Bjerklie D., S. Dingman and C. Bolster, 2005, « Comparison of constructive flow resistance equations based on the Manning and Chezy equations applied to natural rivers », *Water Resources Research*, vol. 41, no. W11502, doi:10.1029/2004WR003776.

- Boone A., V. Masson, T. Meyer and J. Noilhan, 2000, « The Influence of the Inclusion of Soil Freezing on Simulations by a Soil-Vegetation Atmosphere Transfer Scheme », *Journal of Applied Meteorology*, vol. 39, 1544-1569.

- Boone A., N. M. Mognard, B. Decharme, H. Douville, M. Grippa and K. Kerrigan, 2006, « The impact of simulated soil temperatures on the estimation of snow depth over Siberia from SSM/I compared to a multi-model multi-year average », *Remote Sensing of Environment*, vol. 101, 482-494.

- Brodzik M. J. and K. W. Knowles, 2002, « EASE-Grid: A Versatile Set of Equal-Area Projections and Grids » in M. Goodchild (Ed.) *Discrete Global Grids*, Santa Barbara, California USA: National Center for Geographic Information & Analysis.

- Brooks R. H. and A. T. Corey, 1966, « Properties of porous media affecting fluid flow », *J. Irrig. Drain. American Soc. Civil Eng.*, IR 2, 61-88.

- Brown J., O. J. Ferrians Jr., J. A. Heginbottom and E. S. Melnikov, 1998, « Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions », <http://nsidc.org/data/ggd318.html>, National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colo, USA.

- Brown R. D., 2000, « Northern Hemisphere snow cover variability and change , 1915–97 », *Journal of Climate*, vol. 13, 2339–2355.

- Brown R. D., B. Brasnett and D. Robinson, 2003, « Gridded North American monthly snow depth and snow water equivalent for GCM evaluation », *Atmosphere-Ocean*, vol. 41(1), 1 -14.

- Burgers G., P. J. van Leeuwen and G. Evensen, 1998, « Analysis scheme in the ensemble Kalman filter », *Monthly Weather Review*, vol. 126, 1719-1724.

- Cazenave A., F. Remy, K. Dominh and H. Douville, 2000, « Global ocean mass variation, continental hydrology and the mass balance of Antarctica ice sheet at seasonal time scale », *Geophysical Research Letters*, vol. 27(22), 3755-3758.

- Chang A. T. C., J. L. Foster and D. K. Hall, 1987, « Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters », *Annals of Glaciology*, vol. 9, 39-44.

- Chang A. T. C., J. L. Foster, R. E. J. Kelly, E. G. Josberger, R. L. Armstrong and N. Mognard, 2005, « Analysis of groundmeasured and passive-microwave-derived snow depth variations in midwinter across the northern Great Plains », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 6, 20-33.
- Chow V. T., 1964, « Handbook of Applied Hydrology », McGraw-Hill Book Company, New-York.
- Christensen J. H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R. K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C. G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr and P. Whetton, 2007, « Regional Climate Projections ». In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Clapp R. B. and G. M. Hornberger, 1978, « Empirical equations for some hydraulic properties », *Water Resources Research*, vol. 14, 601-604.
- Coe M. T. and C. M. Birkett, 2005, « Water Resources in the Lake Chad Basin: Prediction of river discharge and lake height from satellite radar altimetry », *Water Resources Research*, vol. 40(10).
- Crétaux J.-F. and C. M. Birkett, 2006, « Lake studies from satellite radar altimetry », *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 338, 1098-1112.
- Decharme B., 2005, « Développement et validation d'une modélisation hydrologique globale incluant les effets sous maille et la représentation des zones inondées », thèse de doctorat, spécialité hydrologie de surface, université Toulouse III – Paul Sabatier, Toulouse, 254 p.
- Decharme B. and H. Douville, 2006, « Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations », *Climate Dynamics*, vol. 27, 695–713.
- Derksen C., R. Brown and A. Walker, 2004, « Merging conventional (1915–92) and passive microwave (1978–2002) estimates of snow extent and water equivalent over central North America », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 5, 850-861.
- Derksen C. A., Walker and B. Goodison, 2005, « Evaluation of passive microwave snow water equivalent retrievals across the boreal forest/tundra transition of western Canada », *Remote Sensing of Environment*, vol. 96, 315-327.
- Déry S. J., J. Sheffield and E. F. Wood, 2005, « Connectivity between Eurasian snow cover extent and Canadian snow water equivalent and river discharge », *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, doi:10.1029/2005JD006173.
- Déry S. J., and E. F. Wood, 2005, « Decreasing river discharge in northern Canada », *Geophysical Research Letters*, vol. 32, L10401, doi:10.1029/2005GL022845.

- Déry S. J., M. A. Hernández-Henríquez, J. E. Burford and E. F. Wood, 2009, « Observational evidence of an intensifying hydrological cycle in northern Canada », *Journal of Geophysical Research*, vol. 36, L13402, doi:10.1029/2009GL038852.
- Dingman S. and K. Sharma, 1997, « Statistical development and validation of discharge equations for natural channels », *Journal of Hydrology*, vol. 199, 13-35.
- Dirmeyer P.A., X. Gao, M. Zhao, Z. Guo, T. Oki and N. Hanasaki, 2006, « GSWP-2: Multimodel Analysis and Implications for Our Perception of the Land Surface », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 87, 1381-1397.
- Döll P., F. Kaspar and B. Lehner, 2003, « A global hydrological model for deriving water availability indicators: Model tuning and validation », *Journal of Hydrology*, vol. 270, 105-134.
- Downing J. A., Y. T. Prairie, J. J. Cole, C. M. Duarte, L. J. Tranvik, R. G. Striegl, W. H. McDowell, P. Kortelainen, N. F. Caraco, J. M. Melack and J. J. Middelburg, 2006, « The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments », *Limnology and Oceanography*, vol. 51, no. 5, pp. 2388-2397.
- Duguay C., J. Green, C. Derksen, M. English, A. Ree, M. Sturm et al., 2005, « Preliminary assessment of the impact of lakes on passive microwave snow retrieval algorithms in the Arctic », 62nd eastern snow conference, Waterloo, ON, Canada.
- Durand M., K. M. Andreadis, D. E. Alsdorf, D. P. Lettenmaier, D. Moller and M. Wilson, 2008, « Estimation of bathymetric depth and slope from data assimilation of swath altimetry into a hydrodynamic model », *Geophysical Research Letters*, vol. 35, L20401, doi:10.1029/2008GL034150.
- Dyer J. L. and T. L. Mote, 2006, « Spatial variability and trends in snow depth over North America », *Geophysical Research Letters*, vol. 33, L16503, doi:10.1029/2006GL027258.
- Enjolras V., P. Vincent, J.-C. Souyris, E. Rodriguez, L. Phalippou and A. Cazenave, 2006, « Performances study of interferometric radar altimeters: from the instrument to the global mission definition », *Sensors*, vol. 6, 164-192.
- Etchevers P., C. Golaz and F. Habets, 2001, « Simulation of the water budget and the river flows of the Rhône basin from 1981 to 1994 », *Journal of Hydrology*, vol. 244, 60-85.
- Evensen G., 1994, « Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte-Carlo methods to forecast error statistics », *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, 10143-10162.
- Evensen, 2004, « Sampling strategies and square root analysis schemes for the EnKF », *Ocean Dynamics*, vol. 54, 539-560.
- Farr T. G. et al., « The Shuttle Radar Topography Mission », *Reviews of Geophysics*, vol. 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183, 2007.

- Fekete B. M., C. J. Vörösmarty, and W. Grabs, 2002, « High Resolution Fields of Global Runoff Combining Observed River Discharge and Simulated Water Balances », *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 6 (3), doi:10.1029/1999GB001254.
- Fily M., A. Royer, K. Gupta and C. Prigent, 2003, « A simple retrieval method for land surface temperature and fraction of water surface determination from satellite microwave brightness temperatures in sub-arctic areas », *Remote Sensing of Environment*, vol. 85, 328-338.
- Foster D. J. and R. D. Davy, 1988, « Global Snow Depth Multi-Year Average », USAFETAC/TN-88/006, Illinois: Scott Air Force Base, 48 pp.
- Foster J. L., C. Sun, J. P. Walker, R. E. J. Kelly, A. T. C. Chang, J. Dong, et al., 2005, « Quantify the uncertainty in passive microwave snow water equivalent observations », *Remote Sensing of Environment*, vol. 94(2), 187-203.
- Frappart F., G. Ramillien, S. Biancamaria, N. M. Mognard and A. Cazenave, 2006, « Evolution of high-latitude snow mass derived from the GRACE gravimetry mission (2002-2004) », *Geophysical Research Letters*, vol. 33, L02501, doi:10.1029/2005GL024778.
- Freilich M. H. and B. A. Vanhoff, 2003, « The relationship between winds, surface roughness, and Radar backscatter at low incidences angles from TRMM precipitation radar measurements », *Journal of atmospheric and oceanic technology*, vol. 20, 549-562.
- Fu L.-L. and E. Rodriguez, 2004, « High-resolution measurement of ocean surface topography by radar interferometry for oceanographic and geophysical applications », in *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 150, edited by R. S. J. Sparks and C. J. Hawkesworth, pp. 209-224, AGU, Washington, D. C. .
- Gaspari G. and S. E. Cohn, 1999, « Construction of correlation functions in two and three dimensions », *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 125, 723-757.
- Gong, G., D. Entekhabi and J. Cohen, 2003a, « Modeled Northern Hemisphere Winter Climate Response to Realistic Siberian Snow Anomalies », *Journal of Climate*, vol. 16(23), 3917-3931.
- Gong G., D. Entekhabi and J. Cohen, 2003b, « Relative impacts of Siberian and North American snow anomalies on the winter Arctic Oscillation », *Geophysical Research Letters*, vol. 30(16), doi:10.1029/2003GL017749.
- Gorny A. J. and R. Carter, 1987, « World Data Bank II General User's Guide », Central Intelligence Agency, Washington, DC, USA.
- Grippa M., N. M. Mognard, T. Le Toan and E. G. Josberger, 2004, « Siberia snow depth multi-year average derived from SSM/I data using a combined dynamic and static algorithm », *Remote Sensing of Environment*, vol. 93, 30-41.
- Grippa M., N. M. Mognard, T. Le Toan and S. Biancamaria, 2007, « Observations of changes in surface water over the western Siberia lowland », *Geophysical Research Letters*, vol. 34, L15403, doi:10.1029/2007GL030165.

- Guinehut S., P.-Y. Le Traon, G. Larnicol and S. Phillips, 2004, « Combining ARGO and remote-sensing data to estimate the ocean three-dimensional temperature fields », *Journal of Marine Systems*, vol. 46, 85-98.
- Hamill T. M., J. S. Whitaker and C. Snyder, 2001, « Distance-dependent filtering of background error covariance estimates in an Ensemble Kalman Filter », *Monthly Weather Review*, vol. 129, 2776-2790.
- Herschy R.W. and R.W. Fairbridge, 1998, *Encyclopedia of Hydrology and Water Resources*, 1st ed., Kluwer Academic Publishers, 572-583.
- Horritt M. S. and P. D. Bates, 2001, « Predicting floodplain inundation: raster-based modelling versus the finite element approach », *Hydrological Processes*, vol. 15, 825-842.
- Houtekamer P. L. and H. L. Mitchell, 2001, « A sequential ensemble Kalman filter for atmospheric data assimilation », *Monthly Weather Review*, vol. 129, 123-137.
- Huffman G. J. and Coauthors, 1997, « The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 78, 5-20.
- Jarrett R.D., 1984, « Hydraulics of high-gradient streams », *Journal of Hydraulic Engineering*, vol. 110(11), 1519-1539.
- Josberger E. G. and N. M. Mognard, 2002, « A passive microwave snow depth algorithm with a proxy for snow metamorphism », *Hydrological Processes*, vol. 16(8), 1557-1568.
- Kalman R. E., 1960, « A new approach to linear filtering and prediction problems », *Trans ASME - J Basic Eng Ser*, D 82, 35-45.
- Kanamitsu M., W. Ebisuzaki, J. Woollen and S.-K. Yang, 2002, « NCEP/DOE AMIP-II reanalysis (R-2) », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 83, 1631-1643.
- Kelly R. E. J. and A. T. C. Chang, 2003, « Development of a passive microwave global snow depth retrieval algorithm for Special Sensor Microwave Imagery (SSM/I) and Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS (AMSR-E) data », *Radio Science*, vol. 38(4), 1-11.
- Kouraev A. V., E. A. Zakharova, O. Samain, N. M. Mognard and A. Cazenave, 2004, « Ob' river discharge from TOPEX/Poseidon satellite altimetry (1992-2002) », *Remote Sensing of Environment*, vol. 93, 238-245.
- Lehner B. and P. Döll, 2004, « Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands », *Journal of Hydrology*, vol. 296, 1-22.
- Lemke P., J. Ren, R. B. Alley, I. Allison, J. Carrasco, G. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P. Mote, R. H. Thomas and T. Zhang, 2007, « Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground ». In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L.

Miller (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Leon J. G., S. Calmant, F. Seyler, M.-P. Bonnet, M. Cauhope, F. Frappart, N. Filizola and P. Fraizy, 2006, « Rating curves and estimation of average water depth at the upper Negro River based on satellite altimeter data and modeled discharges », *Journal of Hydrology*, vol. 328(3-4), 481-496.

-Limerinos J.T., 1970, « Determination of the Manning coefficient from measured bed roughness in natural channels », USGS Water Supply Paper 1898-B, Federal Center, Colo.

- List R. J., 1984, *Smithsonian Meteorological Tables*, USA: Smithsonian, 5th rev. Edition, vol. 114, 527 pp.

- Liston G. E. and M. Sturm, 1998, « Global Seasonal Snow Classification System », Boulder, CO, USA: National Snow and Ice Data Center Digital media.

- Maidment D. R., 1993, *Handbook of Hydrology*, USA: McGraw-Hill Inc., ch. 8, p. 8.22.

- Masson V., J.-L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet and R. Lacaze, 2002, « A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models », *Journal Of Climate*, vol. 16(9), 1261-1282.

- Meehl G. A., T. F. Stocker, W. D. Collins, P. Friedlingstein, A. T. Gaye, J. M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J. M. Murphy, A. Noda, S. C. B. Raper, I. G. Watterson, A. J. Weaver, Z.-C. Zhao, 2007, « Global Climate Projections », in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Mercier F., A. Cazenave and C. Maheu, 2001, « Interannual lake level fluctuations (1993–1999) in Africa from Topex/Poseidon: connections with ocean–atmosphere interactions over the Indian Ocean », *Global and Planetary Changes*, vol. 32, 141-163.

- Mialon A., A. Royer and M. Fily, 2005, « Wetland seasonal dynamics and interannual variability over northern high latitudes, derived from microwave satellite data », *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, D17102, doi:10.1029/2004JD005697.

- Milly P. C. D. and A. B. Shmakin, 2002, « Global modeling of land water and energy balances: 1. The Land Dynamics (LaD) model », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 3, 283-299.

- Milly P. C. D., A. Cazenave and M.-C. Gennero, 2003, « Contribution of climate-driven change in continental water storage to recent sea-level rise », *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 100(23), 13158-13161.

- Mitchell T. D., T. R. Carter, P. D. Jones, M. Hulme and N. New, 2003, « A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: The observed record

(1901 – 2000) and 16 scenarios (2001– 2100) », Working Paper 55, Tyndall Center for Climate Change, Norwich, U. K.

- Moody J. A. and B. M. Troutman, 2002, « Characterization of the spatial variability of channel morphology », *Earth Surface Processes Landforms*, vol. 27, 1251-1266.

- Moore J. B., 1973, « Discrete-time fixed-lag smoothing algorithms », *Automatica*, vol. 9, 163-173.

- Mognard N. M. and E. G. Josberger, 2002, « Northern Great Plains 1996/97 seasonal evolution of snowpack parameters from satellite passive-microwave measurements », *Annals of Glaciology*, vol. 34, 15-23.

- Mognard, N.M., D. Alsdorf, E. Rodriguez and WatER Participants, 2005, « WatER the Water Elevation Recovery Mission », Proposal to ESA's Living Planet Program.

- Noilhan J. and P. Lacarrère, 1995, « GCM Grid-Scale Evaporation from Mesoscale Modeling », *Journal of Climate*, vol. 8(2), 206-223.

- Noilhan J. and J.-F. Mahfouf, 1996, « The ISBA land surface parametrisation scheme », *Global and Planetary Change*, vol. 13, 145-159.

- National Research Council (NRC), 2007, « Earth science and applications from space: national imperatives for the next decade and beyond », Committee on earth science applications from space: a community assessment and strategy for the future.

- Oki T. and Y. C. Sud, 1998, « Design of Total Runoff Intergrating Pathways (TRIP) – A Global River Channel Network », *Earth interactions*, vol. 2.

- Peterson B. J., R. M. Holmes, J. W. McClelland, C. J. Vörösmarty, R. B. Lammers, A. I. Shiklomanov, I. A. Shiklomanov and S. Rahmstorf, 2002, « Increasing river discharge to the Arctic Ocean », *Science*, vol. 298(5601), 2171-2173.

- Pitman A. J., Z.-L. Yang, J.G. Cogley and A. Henderson-Sellers, 1991, « Description of bare essentials of surface transfer for the bureau of meteorology research centre AGCM », BMRC Research Report No. 32, various pagings.

- Prigent C., W. Rossow and E. Matthews, 1998, « Global maps of microwaves land surface emissivities: Potential for land surface characterization », *Radio Science*, vol. 33, 745-751.

- Pulliainen J., T. Grandell and J. Hallikainen, 1999, « HUT snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval », *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 37, 1378–1390.

- Ramillien G., F. Frappart, A. Cazenave and A. Güntner, 2005, « Time variations of the land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids », *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 235, 283-301.

- Rodell M. et al., 2004, « The Global Land Data Assimilation System », *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 381-394.

- Rodriguez, 2008, « SWOT technology and expected performance », talk to the *SWOT hydrology Workshop*, September 15-17, 2008, Columbus, OH, USA.
- Rodriguez, 2009, « SWOT science requirements », JPL document.
- Rudolf B., H. Hauschild, W. Reuth and U. Schneider, 1994, « Terrestrial precipitation analysis: Operational method and required density of point measurements », *Global Precipitation and Climate Change*, M. Desbois and F. Desalmond, Eds., NATO ASI Series I, vol. 26, Springer-Verlag, 173-186.
- Schlosser C. A., A. G. Slater, A. Robock, A. J. Pitman, K. Y. Vinnikov, A. Henderson-Sellers et al., 2000, « Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia: PILPS phase 2(d) », *Monthly Weather Review*, vol. 128, 301-321.
- Serreze M., A. Barrett and F. Lo, 2005, « Northern High-Latitude Precipitation as Depicted by Atmospheric Reanalysis and Satellite Retrievals », *Monthly Weather Review*, vol. 133, 3407-3430.
- Sessa R. and H. Dolman, 2008, « Terrestrial Essential Climate Variables », GTOS n°52, biennial report supplement.
- Smith L. C., Y. Sheng, G. M. MacDonald and L. D. Hinzman, 2005, « Disappearing Arctic lakes », *Science*, vol. 308, 1429.
- Strelkoff, T. S. and A. J. Clemmens, 2000, « Approximating Wetted Perimeter in Power-Law Cross Section », *Journal of irrigation and drainage engineering*, vol. 126(2), 98-109.
- Tapley B. D., S. Bettadpur, M. Watkins and C. Reigber, 2004, « The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission overview and early results », *Geophysical Research Letters*, vol. 31, L09607, doi:10.1029/2004GL019920.
- Toumazou V. and J.-F. Cretaux, 2001, « Using a Lanczos Eigensolver in the Computation of Empirical Orthogonal Functions », *Monthly Wather Review*, vol. 129, 1243-1250.
- Trenberth K.E., P. D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J. A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai, 2007, « Observations: Surface and Atmospheric Climate Change ». In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- UNESCO, 2009, « Water in a changing world », *3rd United Nations World Water Development Report*.
- UNESCO, 2006, « Water a shared responsibility », *2nd United Nations World Water Development Report*.

- Versegny D. L., 1991, « CLASS - A Canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil Model », *International Journal of Climatology*, vol. 11, 111-133.
- Voisin N., A. Wood and D. Lettenmaier, 2007, « Evaluation of Precipitation Products for Global Hydrological Prediction », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 9, 388-407.
- Vörösmarty C. J., C. Leveque and C. Revenga, 2005, « Fresh Water », In *Millennium Ecosystem Assessment, Volume 1, Conditions and Trends Working Group Report*, Washington, DC: Island Press.
- Wollheim W. M., C. J. Vörösmarty, A. F. Bouwman, P. A. Green, J. Harrison, E. Linder, B. J. Peterson, S. Seitzinger, and J. P. M. Syvitski, 2008, « Global N Removal by Freshwater Aquatic Systems: A Spatially Distributed, within-Basin Approach », *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 22, GB2026, doi:10.1029/2007GB002963.
- Wood E., D. Lettenmaier and V. Zartarian, 1992, « A land-surface hydrology parametrization with subgrid variability for general circulation models », *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, 2717-2728.
- World Water Assessment Programme, 2009, *The United Nations World Water Development Report 3: Water in a Changing World*. Paris: UNESCO Publishing, and London: Earthscan.
- Yang Z.-L., R.E. Dickinson, A. Robock and K.Y. Vinnikov, 1997, « Validation of snow sub-model of the biosphere-atmosphere transfer scheme with Russian snow-cover and meteorological observations data », *Journal of Climate*, vol. 10, 353-373.
- Zakharova E. A., A. V. Kouraev, A. Cazenave and F. Seyler, 2005, « Amazon river discharge estimated from TOPEX/Poseidon altimetry », *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 338(3), 188-196.

AUTHOR: Sylvain Biancamaria

TITLE: Boreal regions hydrological cycle study and wide swath altimeter contribution

PhD SUPERVISORS: Nelly Mognard, Paul Bates and Jean-François Crétaux

DEFENSE DATE AND LOCATION: 8 December 2009, Toulouse (France)

ABSTRACT:

Arctic regions will be the most affected by climate change: therefore this work aims at studying the hydrological cycle of these regions. A new methodology to extract snow volume from radiometric data has been validated for the boreal regions and exhibits a different behaviour between snow volume over Eurasia and over North America.

Yet, water volume variation is more difficult to estimate from currently available satellite data. That's why the potential of the new SWOT (Surface Water and Ocean Topography) mission, which will provide global water elevation maps, has been investigated. This has been done by implementing a virtual mission. The first step has been to model a Siberian river, the lower Ob, by coupling a land surface scheme and an inundation model. A realist estimation of the river discharge and water heights has been performed by tuning some of the models parameters. Then, SWOT synthetic observations have been assimilated in the modelling using a local Ensemble Kalman Smoother, leading to a significant decrease (more than 50%) of the modelling errors.

The benefit of SWOT for all surface waters has also been studied. From in-situ rating curves and SWOT instrumental error, it has been shown that SWOT will provide an estimate of instantaneous river discharge with an error below 30%, if the river depth is above 1m. The error on the monthly discharge due only to the satellite temporal sampling decreases with drainage area, and should be lower than 20% for drainage area above 6,900 km². Finally, it has been computed that annual volume variation for all the lakes in the world is around 9,000 km³. Currently, less than 15% of this lake storage change can be monitored with nadir altimeters, whereas SWOT will be able to observe from 50% to 65% of this volume variation.

KEYWORDS: Arctic, hydrological cycle, snow, modelling, ISBA, LISFLOOD, data assimilation, river, discharge, lake, volume variation, wide swath altimetry, SWOT, error budget

DISCIPLINE: hydrology

LABORATORY:

Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales
14 avenue Edouard Belin
31400 Toulouse
France

AUTEUR : Sylvain Biancamaria

TITRE : Etude du cycle hydrologique des régions boréales et apports de l'altimétrie à large fauchée

DIRECTEURS DE THESE : Nelly Mognard, Paul Bates et Jean-François Crétaux

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE : Toulouse, le 08 décembre 2009

RESUME :

Les régions boréales seront les plus affectées par le réchauffement climatique, c'est pourquoi cette thèse s'est intéressée à l'étude du cycle hydrologique de ces régions. Une nouvelle méthodologie d'extraction du volume de neige à partir de données radiométriques sur l'ensemble des régions boréales a été validée et a permis de montrer une différence de comportement entre 1988 et 2006 sur les variations du volume de neige de l'Eurasie et celui de l'Amérique du Nord.

L'étude des variations de volume des eaux de surface des régions arctiques est par contre plus difficile à estimer avec les données satellitaires actuelles. C'est pourquoi un nouveau projet de satellite, la mission SWOT (Surface Water and Ocean Topography), a été proposé qui vise à fournir des cartes de hauteurs d'eau sur l'ensemble du globe. L'apport de cette mission à l'étude des régions arctiques a été estimé en implémentant une modélisation de l'Ob inférieur, fleuve de l'Ouest sibérien, en couplant un modèle hydrologique à grande échelle et un modèle hydrodynamique d'inondations. En ajustant certains paramètres de ces modèles, il a été possible d'obtenir une modélisation réaliste du débit et des hauteurs d'eau du fleuve. L'utilisation d'un lisseur de Kalman d'ensemble local a permis de montrer que les données SWOT devraient permettre de réduire significativement (de plus de 50%) les erreurs de modélisation.

L'intérêt de la mission pour l'observation du débit de l'ensemble des fleuves a aussi été estimé en se basant sur un bilan d'erreur préliminaire. L'utilisation de courbes de tarage, ainsi que la prise en compte des erreurs de mesure SWOT ont permis de montrer que ces nouvelles données devraient permettre d'estimer un débit moyen avec une erreur inférieure à 30% pour tous les fleuves ayant une profondeur de plus de 1 m. D'autre part, il a été montré que l'erreur sur l'estimation du débit mensuel due seulement à l'échantillonnage temporel de SWOT diminue avec l'aire drainée et que, pour une aire drainée supérieure à 6 900 km², cette erreur devrait être inférieure à 20%. Enfin, une méthodologie simple a permis de calculer que la variation annuelle totale du volume de l'ensemble des lacs est de l'ordre de 9 000 km³. Les données spatiales actuelles ne peuvent pas en observer plus de 15%. Selon notre estimation, SWOT quant à lui devrait pouvoir mesurer entre 50% et 65% de cette variation de volume.

MOTS-CLES : Arctique, cycle hydrologique, neige, modélisation, ISBA, LISFLOOD, assimilation de données, fleuve, débit, lac, variation de volume, altimétrie à large fauchée, SWOT, bilan d'erreur

DISCIPLINE : hydrologie

LABORATOIRE :

Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales
14 avenue Edouard Belin
31400 Toulouse
France